Morphologische Untersuchungen

im Gebiet des jungdiluvialen Jller- und östlichen Rheingletschers und ihrem nördlichen Vorland

Inaugural-Dissertation

zur Erlangung der Doktorwürde

der naturwissenschaftlichen Fakultät

der Ludwig-Maximilians-Universität München

eingereicht am 2. Januar 1939

von

Ingo Schaefer

aus Breslau

Buchdruckerei Joh. Walch, Augsburg, Am Zeugplatz

Morphologische Untersuchungen

im Gebiet des jungdiluvialen Jller- und östlichen Rheingletschers und ihrem nördlichen Vorland

Inaugural-Dissertation
zur Erlangung der Doktorwürde
der naturwissenschaftlichen Fakultät
der Ludwig-Maximilians-Universität München

eingereicht am 2. Januar 1939
von

Ingo Schaefer
aus Breslau

Berichterstatter: Prof. Dr. Fritz Machatschek

Tag der mündlichen Prüfung: 2. Februar 1939

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

V o r w o r t

Die vorliegende Arbeit ist das Ergebnis von Beobachtungen, die in den Jahren 1937 bis 1939 im schwäbischen Alpenvorland angestellt wurden. Sie beschäftigt sich hauptsächlich mit dem Ablauf und der Gliederung der letzten Eiszeit. Daneben wurden weitere, im Zusammenhang damit auftretende Fragen – insbesondere die des Einflußes der Gletscher und ihrer Schmelzwässer auf die Landschaftsgestaltung – mit in die Untersuchung einbezogen.

Bei der Erforschung des Eiszeitphänomens nimmt die letzte (oder Würm-) Eiszeit eine besondere Stellung ein. Einmal, weil ihre Ablagerungen noch am besten erhalten sind und somit am ehesten einen Rückschluß zulassen, zum anderen, weil in ihr die eigentliche Menschheitsgeschichte beginnt und damit ein neuer, das Landschaftsbild der Erde wesentlich verändernder Faktor in Erscheinung tritt. Zwei Auffassungen über die Gliederung der Würmeiszeit stehen sich heute gegenüber. Die ältere, wie sie in der Hauptsache von A. Penck und K. Troll vertreten wird, hält an der Einheitlichkeit der Würmeiszeit fest. Die neuere Ansicht, erst durch B. Eberl, später durch J. Knauer bekannt geworden, rechnet mit mehreren Würmvereisungen.

Ich begann die Untersuchungen, ohne mich einer der beiden Auffassungen anzuschließen. Erst auf Grund des gesammelten Beobachtungsmaterials entwickelten sich die Vorstellungen, wie sie in den nachfolgenden Ausführungen dargelegt sind.

An dieser Stelle danke ich Herrn Professor Machatschek, daß er am Fortschritt der Arbeit ständigen Anteil nahm und mir dabei jede Unterstützung zukommen ließ. Dem Naturkunde- und Tiergartenverein für Schwaben, dem Gauverband für schwäbische Kultur und Heimatpflege und dem Heimatpfleger für den Gau Schwaben, die den größten Teil der Druckkosten übernahmen, bin ich besonderen Dank schuldig, ebenso wie der Deutschen Forschungsgemeinschaft, die es mir durch einen namhaften Zuschuß ermöglichte, zum Abschluß der Arbeit notwendige Begehungen benachbarter Glazialgebiete durchzuführen. Mit der Herausgabe dieser Arbeit hoffe ich, einen kleinen, aber brauchbaren Beitrag zur Eiszeitforschung zu leisten.

München, im September 1939.

Der Verfasser.

Lebenslauf

Der Dissertant ist am 5. Dezember 1915 in Kraßnoborsk, Nordrußland, als Sohn des Kaufmanns Julius Schaefer und seiner Ehefrau Katharina geboren. Humanistische Gymnasien besuchte er in Glatz und Breslau, wo er am 14. Februar 1934 das Reifezeugnis erwarb. Seine Universitätsstudien begann er an der Universität Breslau und führte sie nach Ableistung des freiwilligen Arbeits- und Wehrdienstes an den Universitäten Breslau, Berlin und München zu Ende.

Geographische Vorlesungen hörte er bei den Professoren Machatschek, Distel, Friederichsen und Troll, geologische Vorlesungen bei den Professoren Kölbl, Stille und Bederke und Vorlesungen über Meteorologie bei den Professoren Schmauß, Defant und Knoch.

Die mündliche Prüfung bestand er am 2. Februar 1939. Die Drucklegung der Arbeit wurde durch den Krieg und die bei dessen Ausbruch erfolgte Einberufung des Verfassers verzögert.

Inhaltsverzeichnis

Seite

Einleitung 7

Erster Teil.

Die jungeiszeitlichen Schotterfluren im Alpenvorland zwischen Mindel und Riß 14

Erstes Kapitel. Die Niederterrasse des Donautales . . . 15

Zweites Kapitel. Die Niederterrassen der rechten Nebentäler 24
1. Die Niederterrasse des Rißtales 24
2. Die Niederterrasse des unteren Illertales 26
3. Die Schotterflur des Rothtales 28
4. Die Schotterflur des Günztales 34

Drittes Kapitel. Das Fellheimer und Erolzheimer Feld . 39
1. Lage- und Gefällsverhältnisse 43
2. Der jungglaziale Löß 47
3. Die Geröllzusammensetzung 51
4. Flußgeschichte der unteren Iller 53

Viertes Kapitel. Die jungeiszeitlichen Schotter des Memminger Tales 57
1. Das Alter der Schotter des Memminger Trockentales 57
2. Die Geröll untersuchung 61
3. E. Eberl's drittes Würmstadium 64
4. K. Troll's Niederterrassengliederung 68

Fünftes Kapitel. Die jungeiszeitlichen Schotter des mittleren Illertales und des Legauer Trockentales . . . 75
1. Die WII-Schüttung und ihre Verknüpfung mit den Endmoränen 75
2. Die Erosionsterrassen der Illertalrinne und die spätglaziale Formenserie K. Troll's 80
3. Die Geröllzusammensetzung 88
4. Flußgeschichte der mittleren Iller 89

Sechstes Kapitel. Die jungeiszeitlichen Schotter des Aitrachtales 92
1. Das Alter der Leutkirch-Aitracher Schotterflur . . 92
2. Flußgeschichte der Aitrach 96
3. Die randlichen Abflußrinnen des östlichen Rheingletschers 99
4. Die Geröllschüttung des östlichen Rheingletschers . 102

Zweiter Teil. Seite

Die Jungmoränenlandschaften des Iller- und östlichen Rheingletschers 105

Siebentes Kapitel. Die Jungmoränenlandschaft des Illergletschers 107

Achtes Kapitel. Die Jungmoränenlandschaft des östlichen Rheingletschers 115

1. Die Jungendmoränenkränze 116
2. Der sogenannte innere Jungendmoränenkranz . . . 123
3. Der Beckenrand des WI-Gletschers 131
4. Die Entstehung der Becken 136

Zusammenfassung. 142

Schriftenverzeichnis. 147

Einleitung

Das deutsche Alpenvorland besitzt eine ereignisreichere Geschichte und ein mannigfaltigeres Aussehen, als es auf den ersten Blick scheinen möchte. Der schweizerische Anteil hat ein anderes Gesicht als der schwäbische, der bayrische Teil unterscheidet sich wesentlich vom österreichischen.

Was den schwäbischen Anteil heraushebt, ist die außerordentliche Entwicklung seiner eiszeitlichen Ablagerungen. Sie erfüllen das ganze Gebiet vom Lech im Osten — hier erreichen die Diluvialablagerungen ihre größte Breite im Alpenvorland überhaupt — bis zum Bodensee im Westen, wo sie durch die Alpen, die schwäbische Alb und den Schwarzwald auf einem engen Raum zusammengedrängt werden. Neben ihnen spielen andere Ablagerungen, in erster Linie die des Tertiärs, eine geringere Rolle, vor allem sind sie nicht von der morphologischen Bedeutung wie die diluvialen.

Den eigentlichen Bereich der vorliegenden Arbeit begrenzt im Westen das Tertiärhügelland links der Riß, im Norden der Abfall der Albtafel zur Donau und im Osten die landschaftlich sehr auffallende, hohe und breite diluviale Schotterplatte, die nur von kleinen Folgeflüssen zertalt und zerschnitten ist, aber im übrigen einen alten Grenzstreifen bildet, der sich zwischen den Tälern der Günz und Mindel südwärts bis zur hohen Umrahmung des Obergünzburger Beckens hinzieht.

Das Arbeitsgebiet stellt somit das Herzstück des schwäbischen Alpenvorlandes dar. Es umfaßt die westliche Hälfte der großen, zwischen Riß und Lech gelegenen diluvialen Schotterplatte und im Süden davon die Moränenlandschaften zweier ehemaliger Gletscher des Alpenvorlandes, des Iller- und des östlichen Rheingletschers.

Durch diese beiden Gletscher und ihre zur Donau strebenden Schmelzwässer hat unser Gebiet sein heutiges Relief erhalten. Hier stieß der östliche Flügel des Rheingletschers mit seiner in der Verlängerung des Rheintales liegenden Hauptachse (Schussenlinie) frei nach Norden und Nordosten hin vor und erfüllte im

Laufe des Diluviums den westlichen Teil der Riß-Lechplatte mit gewaltigen Moränen- und Schottermassen. Dagegen wurde der von ihm durch die Eisscheide des Göhrenberges getrennte westliche Flügel des Rheingletschers mit seiner nach Westen umgebogenen und zum Rhein gerichteten Hauptachse fast auf allen Seiten von Gebirgen eingeengt. Eine gesonderte Untersuchung des östlichen Flügels des Rheingletschers ist daher in jeder Beziehung gerechtfertigt. Eine geringere Vorlandsentwicklung, aber einen nicht minderen Einfluß auf die Landschaftsgestaltung besaß der Illergletscher, den während des ganzen Diluviums das Molassegebirge des Schwarzen Grates von seinem großen westlichen Nachbar schied.[1])

Anfangs bestand nur die Absicht, die jüngere Flußgeschichte der Iller zu erforschen. Es zeigte sich aber bald ihr Werdegang mit der Entwicklung der Schotterlandschaft so verknüpft, daß eine Beschränkung allein auf die Flußgeschichte der Iller nicht ratsam erschien. Im Westen wurde daher das Abflußsystem des östlichen Rheingletschers mit in die Untersuchung einbezogen und im Osten war dieses mit dem des Illergletschers so verflochten, daß auch der Bereich des Illergletschers nebst seinem Schottervorland bearbeitet werden mußte.

Dies ist das Charakteristische des Arbeitsgebietes, daß an seiner Ausgestaltung zugleich zwei durch ihre Nährgebiete als auch in ihrer Vorlandsentwicklung verschieden geartete Gletscher beteiligt waren. Unter anderem kam es dadurch zu einer unterschiedlichen Materialführung der Schmelzwasserströme, die es mit ziemlicher Sicherheit ermöglicht, die Herkunft einzelner Schottervorkommen festzustellen und ihre weitere Verbreitung zu verfolgen. Darüber hinaus läßt die verschiedene Geröllzusammensetzung in unserem Gebiet erkennen, ob es sich um fluvioglaziale oder interglaziale Ablagerungen handelt. Die petrographische Methode wurde daher systematisch angewandt und hat sich als ganz hervorragendes Mittel bewährt. Allerdings konnte ihr diese Bedeutung nur in einem Grenzgebiete zukommen, wie es unser Ar-

[1]) Nach A. Penck (19, S. 197) berührten sich Rhein- und Illergletscher während ihrer größten Ausdehnung. Dies trifft aber nicht zu. Auch in der Rißeiszeit blieben sie voneinander durch Molasserücken getrennt, die sich als schmale Ausläufer des Schwarzen Grates bis nördlich Hofs erstrecken und die rißeiszeitlichen Moränengebiete der beiden Gletscher trennen.

beitsbereich darstellt.[2]) Hier, wo an der Illerlinie eine wirkliche Verknüpfung zweier fluvioglazialer Ablaufsysteme in größerem Ausmaße stattfand, ist der Ort zu untersuchen, wie sich die beiden verschiedenen Gletscher während der einzelnen Eiszeiten verhalten haben, was sie voneinander unterscheidet, inwieweit sie gleichen Gesetzmäßigkeiten folgen und ob sie gleichartige Wirkungen ausstrahlen.

Wenn über diese den zwei Gletschern gemeinsame Abflußrinne hinaus das Untersuchungsgebiet bis zur Riß im Westen und zur Günz im Osten ausgedehnt wurde, so aus dem Grunde, weil eine vollständige Erfassung der diluvialen Ablagerungen und die Feststellung der glazialen Ablauffolge am ehesten bei einer möglichst weiträumigen Betrachtung gelingt.

Das schwäbische Alpenvorland wurde schon früh zum klassischen Gebiet der Eiszeitforschung. Wenn später in anderen Glazialräumen diese oder jene Erscheinung in schönerer und vollständigerer Form nachgewiesen und beschrieben wurde, so gibt es doch kaum ein Gebiet, in dem die Gesamtwirkung aller glazialen und interglazialen Kräfte auf die Landschaftsgestaltung so zum Ausdruck kommt wie hier, wo einzig der rhythmische Wechsel von Akkumulation und Erosion das heutige Landschaftsbild schuf.

Aus der Reihe der Arbeiten zur alpinen Eiszeitforschung ragen zwei Werke durch die ausgezeichnete Art ihrer Darstellung und klare Behandlung der Probleme heraus:

A. Penck und E. Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter (Leipzig 1901—1909),

B. Eberl, Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande (Augsburg 1930).

In beiden Werken bildete die Grundlage für die allgemeinen Feststellungen über den Ablauf des Diluviums eine sehr eingehende Bearbeitung der Iller-Lechplatte, die besser als Riß-Lechplatte bezeichnet werden sollte, da erst an der Riß die typische eiszeitliche Terrassenlandschaft ihr Ende findet. Das Illertal stellt

---

[2]) Schon für das östlich benachbarte Gebiet gilt dies nicht mehr. B. Eberl (5, S. 220) schreibt, daß „aus der petrographischen Zusammensetzung nur sehr wenig Anhaltspunkte zu gewinnen sind".

weder eine morphologische noch eine geologische Grenze dar, während jenseits der Riß ebenso wie jenseits des Lechs der tertiäre Untergrund wieder auftaucht und einen anderen Landschaftstyp zur Ausbildung bringt.

Penck hat von diesem Gebiet ausgehend als erster eine großzügige Gliederung der alpinen Vereisungen unternommen. Wenn er damals daran ging, die den Bau der Moränen- und Schotterlandschaft bestimmenden Gesetzmäßigkeiten herauszuschälen und möglichst alle Erscheinungen des Diluviums zu erfassen, um ein vollständiges Bild der jüngsten erdgeschichtlichen Epoche zu entwerfen und darüber hinaus die Ursachen der Vereisungen selbst zu ergründen, so ist dieses Vorhaben bald zu einer Lebensarbeit geworden. Sie steht als solche über jeder Kritik. Mögen manche seiner Ergebnisse und Anschauungen nicht zutreffen, so sind sie in ihrer Gesamtheit doch bahnbrechend und grundlegend gewesen für die weitere Entwicklung der Eiszeitforschung.

Eberl gebührt das Verdienst, die später durch Penck's Schüler oft zum Schema erstarrte Viereiszeit-Gliederung ganz erheblich verfeinert und vervollständigt zu haben. Zugleich brachte er durch zahlreiche Beobachtungen und Ergebnisse viele neue Gesichtspunkte in die Auffassungen über den Ablauf der Eiszeit und ihren Einfluß auf die Landschaftsgestaltung. Seine Anschauungen sind nicht unwidersprochen geblieben oder man ging über sie zur Tagesordnung hinweg und griff wieder auf das — allerdings bequemere — Penck'sche Schema zurück. Tatsache jedoch ist, daß Eberl's Ergebnisse bisher kaum widerlegt worden sind. Selbst der später umstrittenste Punkt, die Frage nach der Existenz einer älteren Würmeiszeit, wird in den folgenden Untersuchungen eine Bestätigung erfahren. Die Ausführungen werden zeigen, daß B. Eberl diese Frage im Prinzip richtig beantwortet hat.

Über den östlichen Teil unseres Arbeitsgebietes sind seit der umfassenden Bearbeitung der Iller-Lechplatte durch B. Eberl neuere Arbeiten nicht erschienen. Gute Beobachtungen lieferte R. Schnetzer (25) anläßlich der geologischen Bearbeitung der Reichsautobahnstrecke Augsburg—Ulm, die jedoch nur zu einem kleinen Teil in unserem Gebiet verläuft. Aus dem westlichen Teil, der Riß-Illerplatte, und dem Moränengebiet des östlichen Rheingletschers liegen mehr Untersuchungen vor, aber eine zusammenfas-

sende Darstellung fehlt seit A. Penck immer noch. Eine Reihe von Beiträgen liefern für Teilgebiete gute Grundlagen, so die Arbeiten von M. Schmidt (23) und E. Wagner (31). Beachtung verdienen die Arbeiten des bekannten Heimatforschers W. Schmidle (21, 22) über das Bodenseegebiet und neuerdings die Untersuchungen von F. Weidenbach zur geologischen Aufnahme der württembergischen Spezialkarten (33). Daneben wird auf G. Wagners (32) Ausführungen über das Donautal und die Arbeiten K. Troll's (28—30) und J. Knauer's (12, 13) über das Jungdiluvium eingegangen werden.

Jede Durchschau der Literatur zeigt, wie schwierig die Probleme der Diluvialforschung sind. Viele haben sich schon an ihnen versucht, ohne daß es bisher gelang, sie ganz zu meistern und einer endgültigen Lösung zuzuführen. Mit der wachsenden Erkenntnis erheben sich ständig weitere Fragen, die einer Lösung harren; ein Zeichen, daß die Eiszeitforschung, eines der schönsten Bindeglieder geographischer und geologischer Forschung, immer noch ein reiches Forschungsfeld vor sich hat. Neue Untersuchungen und genaue, ins einzeln gehende Beobachtungen, sowie eine dauernde Überprüfung selbst der als gesichert geltenden Tatsachen sind die wichtigste Forderung. Nirgends ist eine Verallgemeinerung der in einem engeren Arbeitsgebiet gewonnenen Ergebnisse verfehlter, niemals die Gefahr, falsche Glieder miteinander in Beziehung zu bringen, größer als in diesem Wissenszweig. Erschwert wird die Arbeit dadurch, daß das wichtigste geologische Hilfsmittel der stratigraphischen Gliederung, der paläontologische Weg, selten in Anwendung kommen kann.

Diluviale Tektonik spielt in der Riß-Lechplatte fast gar keine Rolle, zumindest nicht in dem Ausmaße, daß man sie für das Jungdiluvium irgendwie in Betracht ziehen müßte. So ist es in der Hauptsache die morphologische Untersuchung der Glazialablagerungen, die neben der petrographischen und stratigraphischen Arbeitsweise am ehesten Gewähr dafür bietet, die Fragen des Eiszeitablaufes und der Landschaftsgestaltung einer Lösung entgegenzuführen.

Hierzu einige weitere Beiträge zu liefern, ist der Zweck dieser Arbeit. Dabei war nicht der Wunsch leitend gewesen, die von anderen Forschern in benachbarten Gebieten gewonnenen Anschauungen auch in unserem Arbeitsbereich zu überprüfen. Viel-

mehr sind die Ergebnisse aus unvoreingenommenen Beobachtungen entstanden. Erst bei ihrer Auswertung und nach mehreren Begehungen anderer Glazialgebiete stellte sich heraus, inwieweit eine Parallelisierung mit den Ergebnissen anderer Forscher möglich ist.

Die Untersuchung geht so vor sich, daß im ersten Teil die jungeiszeitlichen Schotterfluren behandelt werden. Und zwar sollen vom Donautal ausgehend die Anschüttungen in den einzelnen Tälern aufwärts verfolgt und schließlich ihr Zusammenhang mit den Moränen geklärt werden. Der zweite Teil der Arbeit ist der Betrachtung der Jungmoränenlandschaft gewidmet. Es wird also zuerst der Raum untersucht, in dem die eiszeitlichen Ereignisse ihren gesetzmäßigsten und am wenigsten gestörten Ablauf nahmen, ehe der Schritt in den weit komplizierter gebauten Moränenbereich getan wird. Den gleichen Weg wollen wir auch zeitlich einschlagen, das heißt beim Jüngsten beginnend das jeweils Ältere ausscheiden, dieses richtig erkennen und dann erst zum Nächstälteren fortschreiten. Diese Art der Untersuchung, sowohl räumlich als auch zeitlich beim Tiefsten und Jüngsten anzusetzen und nach aufwärts hin weiter zu gehen, ist in der Erforschung der Glazialablagerungen der weit zuverlässigere Weg und schon von namhaften Forschern beschritten worden.

An geologischen Karten sind neben den veralteten geognostischen Karten 1:50000 von Württemberg die neueren geologischen Spezialkarten 1:25000 von Württemberg zu nennen, von denen allerdings nur fünf Blätter in das Arbeitsgebiet fallen.[3]) Zur allgemeinen Orientierung ist die geologische Übersichtskarte von Württemberg 1:200000 (Blatt 4) sehr zu empfehlen. Im einzelnen weist sie besonders auf bayrischem Gebiet verschiedene Ungenauigkeiten auf. In den nordöstlichen Teil des Arbeitsbereiches fällt ein Stück der Gümbel'schen Karte (Blatt 16, Nördlingen), in den südöstlichen Teil reicht noch die Karte von L. Simon über „Das Moränengebiet des würmeiszeitlichen Allgäuvorlandgletschers" herein, auf der aber in der Hauptsache nur die Jungmoränenzüge zur Darstellung kommen. Daneben ist noch die allerdings sehr kleine Übersichtskarte zu nennen, die B. Eberl seinem Werke beigegeben hat, auf der jedoch das für die ganze

[3]) Blatt 174/79 Friedrichshafen/Oberteuringen, Blatt 180 Tettnang, Blatt 181 Neukirch, Blatt 175 Ravensburg, Blatt 157/64 Biberach/Waldsee.

Riß-Lechplatte so wichtige Memminger Gebiet durch die Legende verdeckt wird.

An topographischen Karten wurden die Karten 1:25000 und die Karten 1:100000 benutzt. Von der Karte des D. R. 1:100000 fallen in das Gebiet die Blätter: 607, 608, 620—22, 634—36, 647—49, 660—62. Alle im Text vorkommenden Orts- und Höhenangaben beziehen sich auf die topographischen Karten 1:25000. In Betracht kommen für das Gebiet links der Iller 30 Blätter der topographischen Karte 1:25000 von Württemberg: 115—16, 126—27, 137—39, 148—50, 156—59, 163—66, 168—71, 175—78, 180—83, und für das Gebiet rechts der Iller 40 Blätter der topographischen Karte 1:25000 von Bayern: 544—45, 572—75, 601—604, 629—32, 656—59, 680—83, 703—05, 725—29, 749—53, 773—77.

Erster Teil

Die jungeiszeitlichen Schotterfluren im Alpenvorland zwischen Riß und Günz.

Die größten würmeiszeitlichen Anschüttungen im schwäbischen Alpenvorland zwischen Riß und Günz erfolgten im heutigen Iller- und dem ihm parallelen Rothtal. Auf diese beiden Täler mußte sich die Untersuchung in erster Linie konzentrieren.

Die Entwicklung im Ganzen ist aber nur aus einem größeren Rahmen heraus zu verstehen, wie ihn etwa unser Arbeitsbereich darstellt. Hier spiegeln die letzten Aufschüttungen in den Tälern der rechten Donauzuflüsse das fluvioglaziale Geschehen wieder, das sich zur Würmeiszeit in allen Tälern des Alpenvorlandes abspielte. In unserem Gebiet ist jedoch der andernorts oft nicht mehr genau verfolgbare Ablauf dieses Geschehens noch in klarer Weise zu erkennen.

Leitend war daher immer der Gedanke, die in einer Rinne auftretenden Ablagerungen in Beziehung zu denen der Nachbarrinnen zu bringen, was sich am sichersten auf dem Umweg über die entsprechenden Ablagerungen im Donautal bewerkstelligen läßt. Letztere wurden ja von den Schmelzwässern aller Gletscher des nördlichen Alpenvorlandes angeschüttet und stellen daher sozusagen die gemeinsame dritte Größe dar, von der aus eine Parallelisierung der fluvioglazialen Schotterterrassen des nördlichen Alpenvorlandes am ehesten vorgenommen werden kann.

Sie sollen daher im ersten Kapitel den Ausgangspunkt der Untersuchung bilden. Im zweiten Kapitel werden die Schotterfluren in den Tälern der rechten Donauflüsse aufwärts verfolgt und, soweit es möglich ist, wird schon hier ihr Zusammenhang mit Moränen geklärt. Das dritte Kapitel behandelt das Iller-Flußsystem und die gegenseitige Stellung der großen Schotterfelder im Memminger Gebiet. Von hier aus wollen wir im vierten, fünften und sechsten Kapitel in den drei Abflußrinnen (Memminger Tal, Illertal, Aitrachtal), aus denen sich die Iller-Hauptrinne zusammensetzt, weiter aufwärts gehen und die Verknüpfung ihrer einzelnen würmeiszeitlichen Ausschüttungen mit den Moränen feststellen.

Die Untersuchung erfaßt also zuerst ein größeres Gebiet, beschränkt sich dann auf die Illerrinne, die als Sammelrinne zweier Vorlandsgletscher eine Art Schlüsselstellung einnimmt, und schafft dadurch die Basis, von der aus wieder eine weiträumigere Untersuchung erfolgen kann.

Erstes Kapitel

Die Niederterrasse des Donautales.

(Topographische Karte 1:25000 von Württemberg, Blatt 137, 138, 126, 127, 115, 116. Topographische Karte 1:25000 von Bayern, Blatt 544, 545, 572—75, 600/601.)

Wenn auch die Donau — was Wasser- und Schotterführung anbetrifft — oft nicht viel größer als mancher ihrer Nebenflüsse (Iller, Lech, Inn) ist, so erhält sie ihre überragende Stellung durch die Eigenschaft als Sammelader des gesamten nördlichen Alpenvorlandes. Ihre Abflußrichtung nach Osten dürfte durch das in der gleichen Richtung verlandete miozäne Meer bedingt, die Tendenz nach Süden zumindest im oberschwäbischen Gebiet eine Folge der Albaufkippung sein. Der Nordrand der oberschwäbischen Diluvialplatte stellt so einen infolge dieser Tendenz der Donau entstandenen Erosionsrand dar, der Strom fließt an der Grenze zweier verschiedener Landschaften. Dieser einseitigen Tendenz der Donau wirken aber die starken rechten Zuflüsse entgegen, die den Strom durch ihre Schuttfächer wiederum nach Norden drängen, so daß hier eine Art Gleichgewichtszustand herrscht, während dort, wo größere rechte Nebenflüsse fehlen, jene Tendenz die Oberhand gewinnt.

Die Terrassen des Donautales bilden mit denen der Nebentäler ein festes System. Letztere haben in ihren unteren Teilen oft nicht nur gleiches Gefälle, sondern auch entsprechend der Abdachung des Alpenvorlandes nach Osten eine korrespondierende Höhenlage. Erst 20—25 km oberhalb beginnt die Differenzierung, wo sich die Aufschüttungshorizonte mehr nach dem jeweiligen diluvialen Gletscherrand auszurichten beginnen. Diese Erscheinung ist deswegen von Bedeutung, weil man bei der Verfolgung der Donauterrassen zumeist auf die Terrassen der Nebentäler

angewiesen ist. In den Zuflußtälern war die ausräumende Wirkung nie so groß wie im Donautal, wo oft ganze Aufschüttungen bis auf spärliche Reste wieder beseitigt wurden. So ist im Donautal zwischen der Riß- und der Günzmündung im allgemeinen nur eine würmeiszeitliche Anschüttung vorhanden. An einigen wenigen Stellen wird sie allerdings von höheren jungdiluvialen Schottervorkommen überragt.

Das Tal hat bis zur Rißmündung — abgesehen von den Niederungen zwischen Mengen und Riedlingen sowie zwischen Munderkingen und Ehingen — nur eine verhältnismäßig geringe Breite. Erst abwärts der Rißmündung, wo der Strom seinen Lauf an der Grenze zwischen der Albtafel und der oberschwäbischen Diluvialplatte nimmt, beginnt die Talaue ständig an Breite zuzunehmen. Schon an der Riß, die als erster größerer Zufluß der Donau während der Glazialzeiten bedeutende Schottermassen brachte, erfährt sie eine Verbreiterung, die an der Mündung der Iller, des ersten alpinen Nebenflusses, noch beträchtlichere Ausmaße gewinnt und schließlich bis zum Neuburger Durchbruch hin im Ulmer Donaumoos und Dillinger Donauried auf nahezu 8 km Breite anwächst.

Diese ausgedehnten, einförmigen Talweitungen der Donau haben nicht zuletzt dazu beigetragen, Oberschwaben, das durch sie seine nördliche Begrenzung erfährt, in den Ruf einer eintönigen und reizlosen Landschaft zu bringen.

Das Material dieser jungen Aufschüttungsebenen besteht zum größten Teil aus kalkalpinen Schottern mit einer kleineren Komponente von Juragerölen aus der Alb und einer größeren von kristallinen Geröllen aus den Zentralalpen. Der Anteil der letzteren nimmt stromabwärts ab. Dies hat seinen Grund einesteils in der wachsenden Entfernung vom ehemaligen Rheingletscher, der in erster Linie Schottermaterial aus den Zentralalpen brachte, zum anderen in der schnellen Aufbereitung der weniger harten Gneise und Schiefer, wobei gleichzeitig die weiteren Schmelzwasserzuflüsse (Günz, Mindel, Lech) in der Hauptsache nur noch kalkalpines Material herbeiführten.

Das Gefälle der Donau-NT beträgt von der Riß- bis zur Mindelmündung 0,9‰. Im einzelnen ist es jedoch Schwankungen unterworfen, deren Hauptursache die großen Schwemmkegel der Ne-

benflüsse sind (32, S. 7). Dabei handelt es sich im wesentlichen um die Schwemmkegel der Riß, Iller und Mindel, während die kleineren Zuflüsse (Roth, Biber, Günz) keine Schuttfächer ausbilden und ihre Terrassen im gleichen Niveau mit denen der Donau liegen, ein Zeichen, daß die Ursache ihrer Talverschüttung in der Erhöhung der unteren Erosionsbasis (in unserem Falle die Donau) zu suchen ist. Die drei oben genannten größeren Zuflüsse dagegen reichen mit ihren Tälern bis in den Moränenraum hinein und in ihnen wurde während der Eiszeiten der Donau die Hauptmasse des Schottermaterials zugeführt. Da ihre Schmelzwässer noch an ihrer Mündung ein oft mehr als doppelt so großes Gefälle als die Donau hatten, kam es hier zur Entstehung von ansehnlichen Schwemmkegeln, die sich noch bis auf den heutigen Tag erhalten haben.

Diese Erscheinung zeigt auffällig, welche Rolle die Donau für ihre Zuflüsse und besonders für die glazialen Schmelzwasserströme spielte: Sie ist ihnen untere Erosionsbasis im wahrsten Sinne des Wortes. Letztere mündeten während der Aufschüttungsperioden nicht gleichsohlig in die nördliche Sammelrinne des Alpenvorlandes, sondern sie schütteten ihre Schottermassen derart in sie hinein, daß an ihren Mündungen das Niveau der Donau infolge der sie überlagernden Schwemmkegel beträchtlich erhöht wurde und das Gefällsprofil eine empfindliche Störung erlitt.

Mündungsschwemmkegel lassen sich an allen Strömen beobachten und sind schon oft Gegenstand der Untersuchung gewesen. In unserem Falle ist aber weniger die morphologische Erscheinung an sich von Interesse, als vielmehr ihre Bedeutung für die Ordnung und Gliederung der Diluvialterrassen. Die Erhöhung des NT-Niveaus der Donau an den Mündungen der größeren Nebenflüsse durch die glazialen Schwemmkegel geht nicht nur soweit, daß die zwischen den einzelnen Terrassen erscheinenden Tertiärausbisse, die auf lange Strecken eine einwandfreie Trennung der Schotter ermöglichen, verdeckt, sondern auch Terrassenstufen, ja selbst sogar ganze ältere Terrassen durch sie verschüttet werden und erst weiter unterhalb, wo die Schwemmkegel auslaufen, wieder heraustreten.

Da Verwitterung und Erhaltungszustand der Schotter allein kein sicheres Kriterium sind, ist man bei der Einordnung von einzeln auftretenden Terrassenstücken mehr auf ihre Lageverhältnisse

angewiesen. Aber auch hierbei wird immer erst zu prüfen sein, ob es sich nicht etwa um Terrassenreste handelt, die aus einem Schwemmkegel herausgeschnitten wurden und so eine gänzlich andere Höhenlage einnehmen als die Hauptterrasse, mit der sie aber trotzdem gleichaltrig sind. Für die später zu behandelnden Fragen ist dies von einiger Bedeutung.

Die Schwemmkegel von Riß, Iller und Mindel sind schöne Beispiele, diese Verhältnisse eingehender zu studieren. Da die Donau sich seit der letzten Aufschotterung nur wenig darin eingetieft und auch weiter keine erhebliche Erosionsarbeit geleistet hat, sind die flachen Schuttfächer fast noch in ihrer ganzen Ausdehnung erhalten.

Die Würmschotter des Rißtales haben noch bis nach Erbach, also an das jenseitige Ufer der Donau hin, ein Gefälle von 2‰. Das der gleichalten Schotter im Donautal beträgt etwa 1‰. Nördlich Ersingen hat die Donau-NT eine Höhenlage von 481—83 m, südlich Ersingen steigt der Schwemmkegel der Riß auf 486—88 m an. Bezeichnenderweise ist er unvermoort, während weiter oberhalb die Schotter des Rißtales ebenso wie die des Donautales nördlich davon unter einer Torfdecke begraben sind. So erstreckt sich hier inselartig ein Stück Land, das frei von Überschwemmungen und ganz unter Kultur genommen ist. (Abbildung 1.)

Das schönste Beispiel eines Schwemmkegels sehen wir an der Mündung der Iller, die während der letzten Eiszeit diesen riesigen Schuttfächer in das Donautal schüttete. G. Wagner (32, S. 46) erklärt den großen Mündungstrichter der Iller damit, daß die Donau, die während der Rißeiszeit noch das Blaubeurener Tal benutzte, hier stark nach Südosten ausräumte, was durch das ebenso nach Südosten gerichtete Schichtfallen der Albtafel begünstigt wurde. Erst nach dem Durchbruch durch die Marchtaler und Ehinger Enge soll der Strom auch hier seinen Lauf begradigt haben. Diese Erklärung befriedigt nicht ganz. Sie geht von der Voraussetzung aus, daß die Donau den Mündungstrichter angelegt hat.

Gegen diese Annahme spricht aber die Tatsache, daß die Iller als der stärkere und reißendere Strom die Donau immer an die Nordseite des Tales drängte, auch damals, als diese zur Rißeiszeit ihren Lauf noch durch das Blaubeurener Tal nahm.

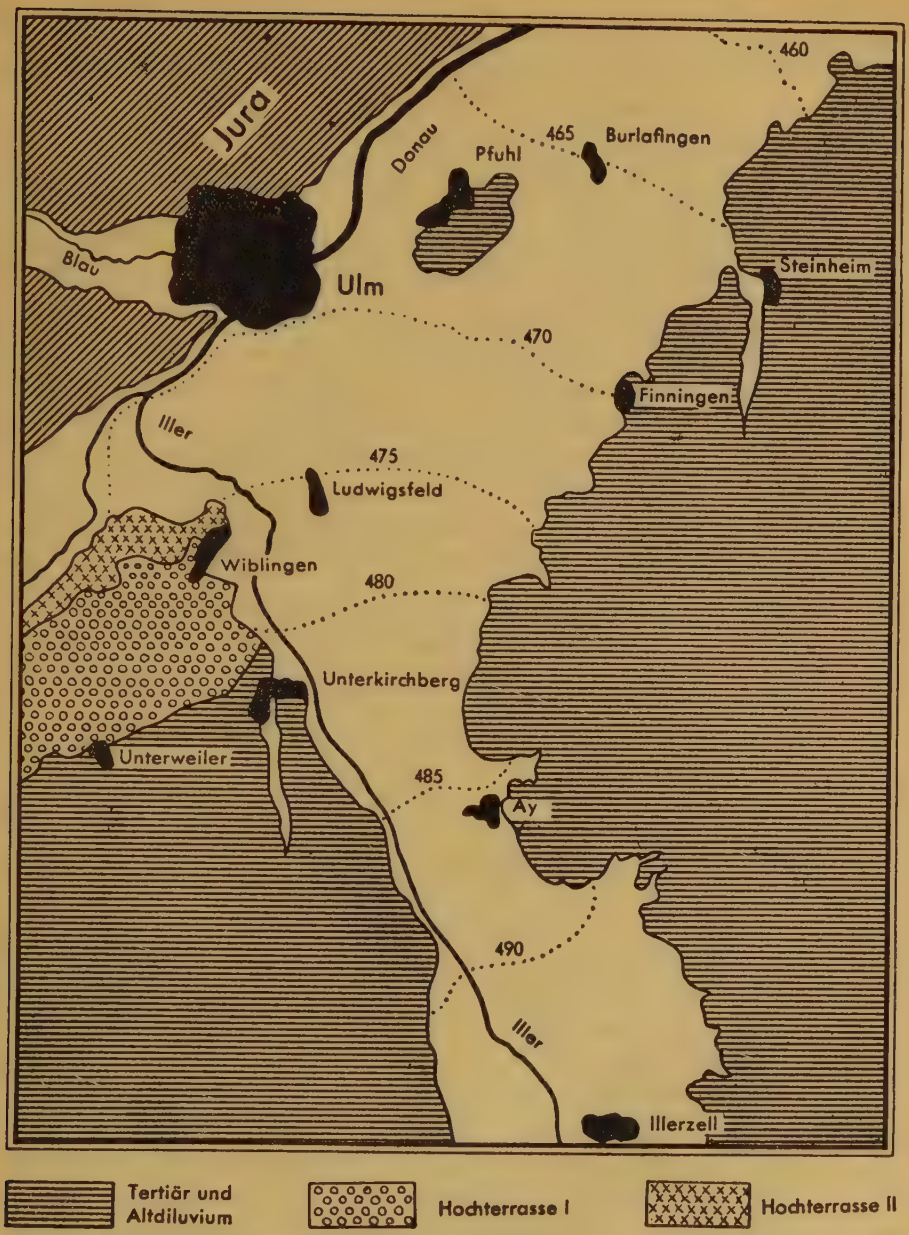

Abb. 1. Der Schwemmkegel der würmeiszeitlichen Iller. 1 : 100 000.

Sehen wir uns nun den Verlauf der Hochterrasse an, so erledigt sich die Annahme G. Wagner's von selbst. Denn während der

Riß-I-Phase lag das Südufer der großen Sammelrinne des nördlichen Rheingletschers (Roth/Riß-Donau) bei Oberholzheim—Hüttisheim — Unterweiler — Unterkirchberg — Buchberg (östlich Ulm). Das Südufer der Riß-II-Donau war um 1—2 km nach Norden verschoben und lag an der Linie Stetten—Wiblingen. Während der ganzen Rißeiszeit war also, wie diese Uferlinien zeigen, noch gar kein Mündungstrichter vorhanden, den die aus dem Blaubeurener Tal kommende Donau hier ausgeräumt haben sollte.

Mit dem Verlassen des Schmiech-Blautales durch die Donau — nach G. Wagner (32, S. 43) fällt dieser Vorgang an das Ende der Rißeiszeit, nach den letzten Untersuchungen von F. Weidenbach (34, S. 97) zwischen die ältere und jüngere Rißeiszeit — fällt nun auch der von G. Wagner angeführte Grund für die Entstehung des Iller-Mündungstrichters, so daß auch in der späteren Zeit ihn niemals die Donau geschaffen haben kann, da „nun die Hauptwassermasse aus einer anderen Richtung" kam, wie G. Wagner selbst schreibt.

Den Mündungstrichter hat die Iller vielmehr selbst ausgeräumt und in ihn später die Schottermassen geschüttet, die heute noch den riesigen, flachen Schwemmkegel aufbauen. Die ausgezeichneten württembergischen Spezialkarten 1:25000 (Bl. 126, 127, 115, 116) geben von ihm ein eindrucksvolles Bild wieder.

Zwischen Neu-Ulm und Ludwigsfeld (südlich davon) müßte die Niederterrasse ihrem sonstigen Niveau nach bei 464 m liegen. Sie liegt aber hier bei 474 m. Mitten im Donautal beträgt also die Überhöhung durch den Iller-Schwemmkegel volle 10 m! Nun erst wird verständlich, warum von der Rißmündung abwärts der Abstand der Hochterrassen von der NT bedeutend geringer ist als weiter oberhalb und stromabwärts. So sind um den inmitten des Donautales stehengebliebenen Kapellenberg noch Riß-Schotter erhalten, die zum größten Teil vom Iller-Schwemmkegel umschüttet wurden und sich nur noch im nächsten Umkreis des Kapellenberges, etwa zwischen Offenhausen und Pfuhl und südlich davon als äußerst flache Erhebung bemerkbar machen, aber keine selbständige Terrasse mehr bilden. Das gleiche gilt für die an der linken Seite des Donautales bei Langenau wieder einsetzende Hochterrasse. Auch sie ist anfangs als solche nicht erkennbar und hebt sich erst langsam heraus, d. h. die Heraushebung ist nur scheinbar, in Wirklichkeit behält die HT ihr altes Gefälle und Niveau bei, während der Schwemmkegel der Iller hier allmählich

ausläuft, so daß der Abstand zwischen der HT und der von würmeiszeitlichen Schottern erfüllten Talaue wieder der normale wird.

Interessant sind dabei die Grundwasserverhältnisse. Selbst dort, wo HT und NT der Donau fast in einem Niveau liegen, wie an der Linie Langenau — Riedhausen — Gundelfingen, lassen sich deutlich zwei getrennte Grundwasserströme verfolgen, ein höherer im Norden, der im Schotterkörper der HT nach Nordosten seinen Weg nimmt, und ein tieferer, der in den NT-Schottern nach SE, also diagonal zur Donau, fließt. Deutlich tritt dies auf der Karte des Langenauer Riedes zutage, die G. Wagner (32, S. 47) auf Grund der Bohrungen der württembergischen Landeswasserversorgung zeichnete und die Höhen des erbohrten Grundwasserspiegels in Kurven zur Darstellung bringt. Eine Erklärung für den eigenartigen Verlauf der Kurven gibt G. Wagner nicht. Daß der höher liegende Grundwasserstrom an den Schotterkörper der HT gebunden ist, zeigen neben den Aufschlüssen bei Langenau und Gundelfingen die verschiedenen Unterkanten, die auch auf der Karte von G. Wagner deutlich erkennbar sind. Wenn nördlich der Linie Riedhöfe—Riedhausen—Gundelfingen Juragerölle vorherrschen sollen, südlich dieser Linie aber alpine Gesteine, so ist diese Erscheinung nur darauf zurückzuführen, daß hier HT und NT zusammenstoßen. In den untersten Partien der HT sind Juragerölle zahlreich, ebenso werden die rißeiszeitlichen alpinen Gerölle wieder von einer 1—2 m mächtigen Lage von Juraschutt der Albtafel bedeckt. Diese Erscheinung ist besonders im oberen Donautal gut zu beobachten.

Nicht so bedeutend wie der von Riß und Iller ist der Schwemmkegel der Mindel, der heute zum größten Teile wieder beseitigt ist. Wenn aber die Donau hier scharf nach N umbiegt und ihren Lauf von nun ab an der Nordseite des Donaurieds nimmt, ist dies einzig auf den Einfluß des heute nur in seiner rechten Hälfte erhalten gebliebenen ehemaligen Schwemmkegels der Mindel zurückzuführen.

Schöner als hier zieht der Strom die Umrisse der großen Schuttfächer der Riß und vor allem der Iller nach, welch' letzteren er in einem großen, weitgeschwungenem Bogen umgeht. Wo der Riß-Schwemmkegel zwischen Dellmensingen und Erbach endet, strebt die Donau wieder der rechten Talseite zu, um bei Wiblingen und Ulm durch den Illerschwemmkegel erneut hart an den Albrand gedrängt zu werden. Selbst die Iller muß ihren eigenen

Schwemmkegel in einem großen Bogen umfließen. Sie ist auf ihm nach Westen abgewandert. Wo der Illerschwemmkegel endet, drängt die Donau wiederum nach Süden, um ab Offingen—Gundelfingen durch die Schuttfächer von Mindel und Lech so stark nach N gedrängt zu werden, daß sie bis zum Neuburger Durchbruch hin an der linken Talseite des großen Donauriedes entlang zieht.

Dieser Tatsache und nicht irgendwelchen tektonischen Vorgängen — Aufkippung der Diluvialplatte zwischen Mindel, Lech und Donaumoos etwa im Penck'schen Sinne (19, S. 51) der Heraushebung des Staufersberges — ist es zuzuschreiben, daß die Donau ab Gundelfingen an der anderen Talseite fließt. Bestätigt wird diese Auffassung durch die Erscheinung, daß selbst noch in historischer Zeit der Strom immer wieder versucht hat, zwischen Mindel- und Lechmündung seinen Lauf nach S zu verlegen. Hier fanden bis zu seiner Regulierung die häufigsten Laufveränderungen und Überschwemmungen statt. Allerdings dürfte die Meinung G. Wagners, wonach die Donau in historischer Zeit noch am Südrand des Dillinger Donaurieds, an der Talwand von Aislingen—Binwangen geflossen sein soll (32, S. 48), zu Unrecht bestehen. G. Wagner stützt sich dabei mit R. v. Kern-Kernried (10) auf „alte Aussagen und Aufschreibungen", denen zufolge die Donau „eine Stunde weiter südlich" ihren Lauf genommen habe. Ganz abgesehen davon, daß auf diese alten Zeitangaben kein Verlaß ist und es sich auch um einen Nebenarm handeln kann, ist diese Erklärung deswegen unwahrscheinlich, weil hier heute noch die rechte Hälfte des Mindelschwemmkegels liegt, den der Strom erst ganz beseitigen müßte, um — wie er es vor der Würmeiszeit tat — seinen Lauf wieder am Südrande des Donaurieds nehmen zu können. Zudem zeigt die Moorbildung im Schatten des Schwemmkegels, daß schon längere Zeiten einer ungestörten Entwicklung verstrichen sind und hier von einem historischen Donaulauf keine Rede sein kann.

Die Tendenz des Stromes nach Süden ist also auch auf dieser Talstrecke vorhanden, nur wirken ihr in kräftiger Weise die Schwemmkegel von Mindel und Lech entgegen, die den Strom so festhalten, daß er zwischen ihnen wie an zwei festen Lagern aufgehängt erscheint und nur noch in der Mitte einige kleine Seitensprünge wagen darf. Und auch dem ist durch die letzte Donaukorrektion ein endgültiger Riegel vorgeschoben.

Die großen, sanftgeschwungenen Talkonkaven, die der Strom zwischen Aislingen—Binswangen bis zur Höhe 454 westlich Pfaffenhofen und von dort über Lauterbach nach Mertingen in der altdiluvialen Schotterplatte zwischen Mindel und Lech angelegt hat, sind als langgezogene Prallhänge aufzufassen, deren Entstehung in die Zeit vor der letzten Aufschüttung fällt. Erst die Schwemmkegel der letzten Aufschüttungsperiode haben den am Südrande des Tales fließenden Strom nach N verschoben. Wesentlich ist dabei der Umstand, daß damals die Mindel einen ganz bedeutenden Zustrom vom Wertachtal erhielt, der sie erst in die Lage versetzte, einen derartigen Einfluß auf die Donau auszuüben.

Man sieht hieraus, welchen Wechselwirkungen die Ausgestaltung des Donautales unterworfen ist. Das oberschwäbische Diluvialgebiet verhält sich der Albtafel gegenüber wie eine Schichtstufe. Ununterbrochen arbeitet die Donau an ihrer Rückwärtsverlegung. Ohne die dieser Tendenz entgegenwirkenden starken, rechtsseitigen Zuflüsse wäre der nördliche Erosionsrand der Diluvialplatte schon um ein beträchtliches Stück weiter nach Süden verlegt worden.

So sind die Schwemmkegel nicht nur von Bedeutung als morphologische Erscheinung, sondern sie gewinnen auch bestimmenden Einfluß auf die Anlage des heutigen Donautales. Darüber hinaus ermöglicht aber erst die Kenntnis des Bildungsvorganges und vor allem der Lage der älteren Schwemmkegel, die zahlreichen Terrassenstücke richtig einzuordnen. Wer dies außer acht läßt, wird zu falschen Parallelisierungen kommen angesichts der Tatsache, daß die gleiche HT an einer Stelle 10 m, an einer anderen bis zu 20 m über der Donau liegen kann, ohne daß irgendwelche tektonische Bewegungen dabei eine Rolle spielen.[4])

---

[4]) Die Anschauung Wagner's, daß die Riedflächen abwärts Ulm „am einfachsten durch Aufschüttung in einem Senkungsfeld zu erklären" sind, vermag ich nicht zu teilen. Dazu erreicht die Aufschüttung viel zu geringe Beträge. Größere Schottermächtigkeiten als 12 m wurden bisher noch nirgends festgestellt, im allgemeinen schwankt sie zwischen 6 und 10 m. Dasselbe gilt für die Hochterrassen, die ganz beachtliche Erosionsabstände zu der Niederterrasse aufweisen. Schon aus diesen Gründen kann es sich um kein Senkungsfeld handeln. Warum „das unvermittelte Aufsteigen der Tertiärhöhen am Südostrand des Riedes wie der mitten aus der Ebene aufragende Kapellenberg" für die Annahme eines Senkungsfeldes sprechen sollen, ist mir nicht ganz klar.

Zweites Kapitel

Die Niederterrassen der rechten Nebentäler.

Die würmeiszeitliche Anschüttung des Donautales wollen wir im folgenden vorerst als die Hauptniederterrasse bezeichnen und sie an den rechten Zuflüssen aufwärts verfolgen. Die kleinen autochthonen, mit ihrem Quellgebiet nicht bis in den Moränenraum zurückreichenden Täler sollen aber hier außer Betracht bleiben, wenngleich auch die Verfolgung ihrer Terrassen manchen Fingerzeig gibt.

So sind es vier größere Täler im Gebiet zwischen Riß und Günz, in denen der Donau während der letzten Eiszeit fluvioglaziale Schotter zugeführt wurden: Riß-, Iller-, Roth- und Günztal. Ihre Schotter verknüpfen sich mit den Jungmoränen des Rhein- bzw. des Iller-Gletschers und sollen eine nähere Untersuchung erfahren.

1. Die Niederterrasse des Rißtales.

(Topographische Karte 1:25000 von Württemberg, Bl. 137, 138, 148, 149, 157, 164.)

Von der randlichen Abflußrinne des östlichen Rheingletschers bei Steinhausen, Ingoldingen, Unter- und Oberessendorf ziehen die Würmschotter in das Rißtal, das sie auf einer Strecke von 40 km bis zum Donautal erfüllen. Bei Winterstettenstadt hat die Riß beim Rückzug des Eises den äußersten Jungendmoränenkranz zerschnitten und dabei den ehemaligen Übergangskegel fast ganz beseitigt. Die nachträgliche Erosion der Riß reichte vom Moränenrand etwa 18 km abwärts, soweit als der vor der Jungmoräne liegende Altmoränengürtel die würmeiszeitlichen Schmelzwässer der Riß zwang, in einem äußerst engen, schlauchartigen Tal abzufließen.

Fast das ganze Tal ist vermoort und im oberen Teil zeigen nur einige wenige Reste das alte Hauptniveau an, so bei Hochdorf und weiter abwärts bei Ummendorf, wo die Riß durch die Umlach an die westliche Talseite gedrängt wurde und ein kleiner von der Umlach in das Rißtal hineingebauter Schwemmkegel erhalten blieb. Nördlich Biberach erreicht die jüngere Zertalung ihr Ende. Sie ging also nicht von der Donau aus, sondern erfaßte

lediglich das Gebiet, wo infolge der Moränenverbauung und größten Verschotterung das alte Talprofil am meisten überhöht und gestört war und daher in der Folgezeit die Erosionstendenz des Flusses sich am nachhaltigsten bemerkbar machte (19, S. 121 und 5, S. 99).

Bei Rohrwangen—Barabein verläßt das Rißtal den Altmoränengürtel und wächst dabei sofort auf nahezu 4 km Breite an. Die Riß fließt im Niveau der Talaue. Die würmeiszeitliche Anschüttung ist noch unzerschnitten, wird aber freilich von einer Torfdecke verhüllt, die nur dort, wo die Schotter den schon erwähnten Schwemmkegel ins Donautal bauen, fehlt. Aber auch hier ist die Talaue unzertalt. Daraus erkennen wir, daß es sich bei den im oberen Rißtal auftretenden NT-Flächen nicht um selbständige Terrassen handeln kann, sondern lediglich um begrenzte Erosionsterrassen („Ösch" bei Appendorf, östlich und westlich vom Lindenweiher[5]) bei Winterstettenstadt), die von den Schmelzwässern der Riß bei dem etappenartigen Rückzuge des Eises aus dem Hauptniveau herausgeschnitten wurden. Im Längsprofil kommt dies klar zum Ausdruck: Das Gesamtgefälle der Aufschüttung vom Übergangskegel am Jungendmoränenkranz bis zum Schwemmkegel im Donautal beträgt 2,5‰, in der unteren Hälfte des Rißtales etwa 2‰, auf der in die Altmoräne eingesenkten Talstrecke 3—4‰. Der Talboden oberhalb Biberach hat bis zum Durchbruch bei den Moränen nur 1,8‰ und besitzt damit ein geringeres Gefälle als auf der unteren Talstrecke bis zur Donau.

Die beiden Teile gehören also (genetisch) nicht zusammen, die Talaue des oberen Rißtales stellt eine Erosionsfläche dar, die bei Biberach auf der Hauptniederterrasse ausläuft, während diese selbst über die einzelnen, vorhin genannten Terrassenreste mit zunehmendem Gefälle das Niveau des an die äußere Jungendmoräne anschließenden Sanders erreicht.

20 km lang ist dieser Sander, der als geschlossene periphere Schotterflur an den äußeren Jungendmoränenwall von Hittisweiler im Süden bis Steinhausen im Norden ansetzt und ehedem seine Schotter dem Rißtal zuführte. Es waren nur die Schmelzwässer der östlichen Rheingletscherzunge, die ihren Weg durch das Rißtal zur Donau nahmen. Wenn auch vom Schussenbecken, das den stärksten Ast des Rheingletschers beherbergte, eine Zunge

[5]) Siehe Blatt 157 der topographischen Karte 1:25000 von Württemberg.

zwischen Aulendorf und Altshausen zum Saulgauer Becken, eine andere zum Schussenrieder Becken abzweigte, so war doch die Hauptzunge auf das Rißtal gerichtet und dieses nahm auch die Hauptmasse der Schotter auf.

Eine andere Erscheinung verdient noch kurze Erwähnung: Die für ihr breites unteres Tal viel zu kleine Riß nimmt ihren Lauf dicht an der westlichen Talseite, wo die HT fast ganz beseitigt ist und der Fluß gegen das westlich liegende Molasseland drängt. Ebenso wie die Iller auf ihrem Schwemmkegel nach Westen abgewandert ist, fließt auch die Riß der Strömungsrichtung der Donau entgegen westlich um die inmitten ihres würmeiszeitlichen Schwemmkegels stehengebliebene HT-Insel von Rißtissen, um gegenüber Öpfingen in die Donau zu münden.

2. Die Niederterrasse des unteren Illertales.

(Topographische Karte 1:25000 von Württemberg, Bl. 126, 127, 139, 150.)

Da die Iller auf ihrem eigenen Schuttfächer nach Westen abgewandert ist, blieb auf der unteren Talstrecke die NT nur auf der rechten Flußseite erhalten. Von Gerlenhofen zieht sie sich über Ay, Illerzell, Vöhringen — diese drei Dörfer liegen am Abfall der NT zur eigentlichen Talaue — nach Bellenberg und Illertissen. Hier verschmälert sie sich allmählich, die Dörfer liegen nun nicht mehr am Abfall zum „Illergries", wie die versumpfte und meist von Auenwald erfüllte Stromaue genannt wird, sondern eng an den höheren Riedel angelehnt, zum Teil sich an ihm hinaufziehend, wie Jedesheim, Herrenstetten, Untereichen, Altenstadt, Filzingen und Kellmünz. Hier keilt die rechts der Iller liegende NT ganz aus.

Wo der Strom zwischen Brandenburg und Kellmünz nicht mehr am linken Hang entlang fließt, sondern seinen Lauf in der Mitte und bei letztgenanntem Ort sogar hart an der rechten Seite des Tales nimmt, ist oberhalb Dietenheim auch links der Iller eine NT vorhanden. Wo sie noch schmal ist, liegen die Siedlungen am westlichen Talhang (Unter- und Oberbalzheim, Kirchberg), wo sie sich nach S zu allmählich verbreitert, befinden sie sich nun wiederum am Abfall zum „Gries" (Sinningen, Unter- und Ober-

dettingen, Kirchdorf usw.). Oberhalb Kellmünz ist nur eine NT erhalten, die der linken Illertalseite. Sie weitet sich schließlich zu dem großen Schotterfeld von Erolzheim aus, das sich als einförmige Ebene zwischen Kirchberg und Mooshausen erstreckt.

Bei Kellmünz liegt das Illergries 3—4 m unter der NT, steile Terrassenränder sind aber nur noch vereinzelt vorhanden. Im allgemeinen ist der Abfall zur eigentlichen Flußaue flach und im Gelände nur dadurch erkenntlich, daß diese durchgehend mit Auenwald bestanden und von alten Flußläufen und Weihern erfüllt ist. 14 km weiter unterhalb ist bei Brandenburg und Au die Flußaue nur 2—3 m in die NT eingeschnitten und an der Donau bei Unterkirchberg und Wiblingen kaum noch 1—2 m. Im Gegensatz zur nacheiszeitlichen Zertalung im Riß- (18 km) und Günztal (östliches Günztal 25 km) reicht die im Illertal fast 70 km weit abwärts. Sie erscheint also im wesentlichen von der Größe der Flüsse abhängig, die während und nach dem Rückzuge des Eises diese Täler benutzten.[6])

Die NT des Illertales hat von Kellmünz bis Ulm ein Gesamtgefälle von 2,2‰, bei Kellmünz selbst beträgt es aber schon 3‰ und erreicht im großen Schotterfeld von Erolzheim 3,3‰. Die Iller besitzt auf der gleichen Strecke, d. h. in ihrem Unterlauf, ein Gefälle von 2‰, während es auf der mittleren Laufstrecke bedeutend geringer ist und bis Kempten nur 1,5—1,7‰ beträgt (13, S. 29). Die den wasserreichen Fluß begleitenden Kraftwerke sind daher nur im Unterlauf zu finden.

Ein wichtiger Unterschied zwischen der Illertal-NT und den anderen würmeiszeitlichen Schotterfluren des Arbeitsgebietes ist der, daß es infolge der intensiven Zertalung durch die Iller und den schnellen Abfluß des Wassers zu keiner Vermoorung der Illertal-NT kam, während die unzertalten Schotterstränge der anderen Täler bald von einer Torfdecke überzogen wurden. Die NT des Illertales konnte daher ohne Mühe sehr zeitig kultiviert werden und dies dürfte auch der Grund sein, warum die Besiedlung des Gebietes zwischen Riß und Mindel zuerst im Illertal vor sich ging, was noch die hier am häufigsten auftretenden Dorfnamen mit den Endungen „ingen“ und „heim“ bezeugen.

---

[6]) K. Troll (28, S. 243) gibt für die Günz 22 km und für die Iller 35 km an. Diese Werte gelten aber nur für die beim Eisrückzuge ausgeschnittenen Terrassen, nicht für die Länge der ganzen nacheiszeitlichen Zertalung.

3. Die Schotterflur des Rothtales.

(Topographische Karte 1:25000 v. Bayern, Bl. 572, 573, 601/2, 630, 657, 681.)

Das breite östliche Paralleltal der Iller wird in seiner ganzen Erstreckung von einer einzigen würmeiszeitlichen Schotterplatte eingenommen, die in ihrem größeren mittleren Teile vermoort ist, nördlich und südlich davon aber frei liegt. In mancherlei Beziehung weicht sie von den anderen jungeiszeitlichen Schotterfluren des Gebietes ab, so daß es notwendig erscheint, auf sie näher einzugehen.

Nördlich der Linie Pleß—Boos beginnen die großen Riede, die sich mit einigen Unterbrechungen 20 km hinziehen, um erst ab Emershofen—Gannertshofen die Schotterplatte wieder an die Oberfläche treten zu lassen.

Das Tal ist mit einer Breite von 3—4 km ebenso breit wie das Illertal, stellenweise sogar noch breiter. Während in letzterem aber weiter keine älteren Terrassen neben der NT vorhanden sind, die Hänge an beiden Seiten des Tales steil zu den hohen, von altdiluvialen Schottern bedeckten Riedeln ansteigen, wird die würmeiszeitliche Schotterflur des Rothtales an der rechten Talseite von einer zwar schmalen, aber durchlaufenden HT begleitet.

Im S hat bei Pleß das die Talaue erfüllende Schotterfeld eine Höhe von 560 m, bei Nersingen an der Donau eine solche von 460 m, es errechnet sich für diese Strecke ein Gefälle von 2,7‰. Das der Illertal-NT auf der gleichen Strecke beträgt 2,2‰. Betrachten wir die absolute Höhenlage: Bei Pleß liegt das Feld 560 m, die NT des Illertales 3 km westlich, auf der anderen Seite der Iller, bei Oberdettingen und Erolzheim 550 m hoch. Nordwestlich Nersingen liegt die Donau-NT bei Leibi 460 m, die des Rothtales 465 m, also immer noch 5 m höher. Noch deutlicher tritt dieser Höhenunterschied in einem Längsprofil zutage, das die Oberkanten der Schotteranschüttungen zur Darstellung bringt. Da das Rothtal östlich des Illertales, also in der Abdachungsrichtung des Alpenvorlandes liegt, ist anzunehmen, daß seine Schotterflur zumindest in der Nähe der Donau gegenüber der des Illertales etwas tiefer liegen müßte, falls beide gleich alt sein sollten. Trotzdem nimmt die Schotterplatte des Rothtales eine höhere

Lage ein, infolge ihres größeren Gefälles wird sogar der Abstand zur Illertal-NT nach aufwärts hin noch größer (siehe Abb. 9).

Auch im Vergleich zu den jungeiszeitlichen Schotterplatten im Riß- und Günztal liegt die Anschüttung im Weißenhorner Rothtal zu hoch. Da das Gefälle der Donau etwa dem der allgemeinen Ostabdachung des nördlichen Alpenvorlandes entspricht, auf der anderen Seite die Unterläufe ihrer Zuflüsse auf der Riß-Lech-Platte einen nahezu parallelen und zur Abdachungsrichtung senkrechten Verlauf nehmen, kann man unschwer die von der Donau gleich weit entfernten Schotterfluren der Nebentäler miteinander in Beziehung bringen. Dabei erweist sich, daß die NT im unteren Riß-, Iller- und Günztal eine entsprechende Höhenlage einnehmen, jede folgende etwas tiefer liegt als die westlichere, aber alle zusammen mit der NT des Donautales verknüpft sind. Die große würmeiszeitliche Anschüttung des Rothtales fällt jedoch aus diesem System der Hauptniederterrassen heraus. Sie besitzt ein höheres Niveau und steht auch mit der Hauptniederterrasse des Donautales in keinem Zusammenhang.

Bei Steinheim—Nersingen erreicht die Schotterflur des Weißenhorner Tales ihr Nordende und bricht an einer schönen, 5—8 m hohen Stufe, die sich westlich Fahlheim über Nersingen zum Buchberg hinzieht, steil über dem Donautal ab.[7]) Nördlich vom Buchberg und südlich von ihm bei Steinheim ist die Stufe nicht mehr so markant, aber immer noch liegt die Weißenhorner Talaue 5 m über dem im Westen anstoßenden Schwemmkegel der Iller, der an sich schon gegenüber der NT im Iller- und Donautal eine so hohe Lage einnimmt.

Es mag diese Stufe zwischen zwei würmeiszeitlichen Schotterfluren zu groß erscheinen[8]), doch zeigt das Beispiel des im vorigen Kapitel betrachteten Illerschwemmkegels, daß hier keine außergewöhnlichen Verhältnisse herrschen. Denkt man sich letzteren etwa an der Linie Wiblingen—Ludwigsfeld—Finningen dort, wo das vorwürmeiszeitliche rechte Donauufer lag, abge-

---

[7]) Der Terrassenabfall war wohl auch der Grund dafür, daß auf der Geogn. Karte von Bayern (Gümbel's Karte, Blatt 16, Nördlingen) die Schotterflur des Rothtales als rißeiszeitlich betrachtet wurde.

[8]) Auch auf der Geologischen Übersichtskarte von Württemberg ist hier fälschlich HT-Schotter eingetragen.

schnitten, so würde die Illertal-NT mit 475 m gegenüber der hier mit 465 m postulierten Donau-NT ganze 10 m höher liegen. So groß wäre in diesem Falle der Höhenunterschied der an sich gleichaltrigen und zusammengehörigen NT der Donau und der Iller. Es darf daher der steile Abfall des würmeiszeitlichen Weißenhorner Trockentales zum Donautal nicht wundernehmen, zumal ja die Schotterflur des Trockentales an sich schon höher liegt als die des Illertales.

Wenn der Schwemmkegel der würmeiszeitlichen Iller noch vollständig erhalten, der aber, den die Mindel in das Donautal baute, vom Strom schon zur Hälfte beseitigt wurde, so lernen wir nun hier einen Fall kennen, wo es der Donau schon gelungen ist, einen würmeiszeitlichen Schwemmkegel an seiner Wurzel (Buchberg—Nersingen—Oberfahlheim) von der übrigen Schotterflur abzuschneiden und zu beseitigen. Daß in diesem Falle die Entwicklung schon so weit fortgeschritten ist, deutet neben den anderen Anzeichen (Höhenlage und Gefällsverhältnissen) auf ein höheres Alter dieser Aufschüttung hin.

Oberhalb des erwähnten Terrassenabfalles ist das Schotterfeld von Weißenhorn als schöne, tischebene und unzertalte Fläche erhalten. Lediglich im Westen, wo die Hänge unvermittelt zu dem das Illertal vom Weißenhorner Tal trennenden hohen Riedel aufsteigen und im Osten, am Abfall der schmalen HT, haben sich zwei Folgeflüsse — Leibi und Roth — ihr Bett gegraben. Typisch ist ihnen wie allen Flüssen der Diluvialplatte die Tendenz, jeweils an der Naht zweier verschiedener Schotterablagerungen zu fließen. Vielleicht wirkt auch hier die Erscheinung mit, daß das nördliche Ende des Weißenhorner Schotterstranges in der Mitte schon eine solche schwemmkegelartige Erhöhung erfahren hat, daß die Folgeflüsse bald nach den Rändern hin abglitten. Die Zertalung des Schotterstranges an seinen Rändern durch die beiden Flüßchen ist nur in der Nähe der Donau von Bedeutung. Schon oberhalb Weißenhorn fließt die Roth im Niveau der breiten Talaue als kleiner Bach träge dahin, um sich in den südlich gelegenen, vermoorten Rieden weitgehend zu verästeln. Darin kommt deutlich die verschiedene Art der Einschneidung der allochthonen und autochthonen Flüsse zum Ausdruck (19, S. 113). Jene schneiden sich zwar auch in ihrem Unterlaufe ein, die größten Erosionsbeträge finden sich aber im Oberlauf, wo in Moränennähe die

Verschotterung am größten war. Umgekehrt erfahren die autochthonen Täler ihre größte Zuschüttung, die infolge des Staues durch die Donau hervorgerufen wurde, auf der unteren Talstrecke, während nach aufwärts zu die jüngeren Aufschüttungen auf den älteren Talböden auslaufen.

Eine Erscheinung verdient noch Erwähnung, nämlich die stellenweise Bedeckung der Schotterflächen bei Weißenhorn mit Lößlehm. Schon auf Blatt Nördlingen der Geogn. Karte von Bayern 1:100000 ist er ebenso wie auf dem Blatt 4 der Geol. Übersichtskarte von Württemberg 1:200000 verzeichnet, doch auf beiden Karten in zu großer Ausdehnung. Im Norden, bei Holzheim, Steinheim, Straß und Nersingen fehlt er ganz oder ist nur stellenweise und in geringer Mächtigkeit vorhanden. Erst südlich der Linie Holzheim—Kadeltshofen ist er weiter verbreitet und wird bis zu 50 cm mächtig. Der Anstieg im „Eschach" von 476 auf 482 m auf einer Entfernung von 2 km (also 3‰, während das Gefälle sonst nur 2,2‰ beträgt) zeigt, daß das normale Niveau der Schotterplatte hier irgendwie verändert wurde. Und in der Tat scheidet diese Linie ein lößfreies Gebiet im Norden von einem lößbedeckten im Süden. Wahrscheinlich wurde der hier abgelagerte Löß aus dem untersten Weißenhorner Tal und der Donauniederung ausgeweht und im Süden sowie an den lößverkleideten Westhängen abgelagert. Dem entspricht auch die Tatsache, daß er nach Süden zu in einer geschlossenen Decke vorkommt und mächtiger wird. Nordwestlich von Weißenhorn trifft man bis zu 50 und 80 cm Lößlehm auf den Würmschottern an. Südlich vom oben erwähnten „Eschach" wird er westlich Roth in einer Ziegelei abgebaut, die aber heute nicht mehr im Betrieb ist. Es war daher nicht möglich, den hier im unteren Weißenhorner Trockental auftretenden Lößlehm genauer zu untersuchen.

Auf der NT des Illertales kommt eine ähnliche Ablagerung nicht vor, nur stellenweise sind einzelne in die Terrassenoberfläche eingesenkte Mulden von einem feinen, sandigen Lehm ausgefüllt, der auch noch — wie im Aufschluß an der Reichsstraße südwestlich von Jedesheim—Konchylien enthält. Aber bei diesen nur ganz vereinzelt auftretenden Vorkommen ist die Erklärung am wahrscheinlichsten, daß es sich hier um angeschwemmten und umgelagerten Löß handelt. Sonst ist die ganze Illertal-NT frei von einer Löß- oder Lehmdecke. Wenn auch die des unteren Roth-

tales nicht so mächtig und ausgedehnt ist, um landschaftlich besonders in Erscheinung zu treten, so verdient doch ihr Vorhandensein größte Beachtung. Ob sie allerdings neben der höheren Lage und dem größeren Gefälle als Beweis für ein höheres Alter der Rothtal-Anschüttung wird herangezogen werden können, soll im nächsten Kapitel, bei der Untersuchung der Memminger Schotterfluren, die diese Erscheinung in weit schönerer Ausbildung zeigen, entschieden werden. Jedenfalls läßt dieser Umstand erkennen, daß die würmeiszeitlichen Schotterfluren im Illertal und im Weißenhorner Tal kaum einheitlicher Entstehung sein dürften.

Besser noch zeigt eine weitere Erscheinung, daß beide Schotterstränge in keinem Zusammenhang miteinander stehen und ihre Schotter in verschiedenen Rinnen angeschüttet wurden, nämlich ihre verschiedene petrographische Zusammensetzung. In der folgenden Tabelle sind die Geröllzählungen aus drei hier interessierenden Aufschlüssen niedergelegt, und zwar von einem der Donau-NT, aus einem der Illertal-NT und aus einem des Rothtales:

Art der Gerölle	Anzahl in der Donau-NT bei Unterelchingen		Iller-NT bei Ludwigsfeld		Roth-NT bei Holzheim	
		%		%		%
Kalke, Dolomite und Hornsteine	341	66	321	64	283	70
Sandsteine und Quarzite	67	13	68	14	58	15
Krist. Gemengsteine und Quarze	98	18	95	19	48	12
Übrige Gesteine	10	2	14	3	12	3

Während die Schotter des Illertales eine fast gleichartige Zusammensetzung haben — man sieht aus den Zählungen auch, daß es vor allem Illerschotter sind, die den petrographischen Charakter der Donauschotter abwärts Ulm bestimmen (32, S. 12), während die eigentlichen Donauschotter auf einem engen Raum auf der linken Talseite zusammengedrängt werden —, fällt das Rothtal mit seinen Schottern ganz aus dem Rahmen. Die Verschiedenheit der Geröllzusammensetzung des Iller- und Rothtales allein würde nicht Wunder nehmen, aber daß selbst die Schotter der Donau-NT eine andere Zusammensetzung haben, fällt doch auf. Vor allem ist es die höhere Zahl an kalkalpinen Geröllen und der bedeutend geringere Anteil an zentralalpinen, die den Schotterstrang des Rothtales als eine besondere Anschüttung erkennen lassen. Während in ihm das Verhältnis von kalkalpinen zu zentralalpinen Geröllen 100:9 beträgt, ist es in der

Illertal-NT 100:21 und noch in der Donau-NT 100:17.[9]) Zum Vergleich sei noch eine Zählung aus den Schottern des Rißtales angeführt, wo das Verhältnis 100:28 beträgt. In allen diesen drei großen Abflußrinnen (Riß-, Iller- und Rothtal) kommen die gleichen zentralalpinen Gerölle vor, in erster Linie Hornblendeschiefer, Gneise und Granite, die eindeutig ihre Herkunft aus dem Nährgebiet des Rheingletschers bezeugen. In den Rißtalschottern ist der zentralalpine Anteil am größten, der kalkalpine im Verhältnis zu den beiden anderen Rinnen am kleinsten, in den Illertalschottern sind die zentralalpinen Gerölle schon seltener und der Zufluß von den nur kalkalpines Material führenden Schmelzwässern des Illergletschers macht sich bemerkbar. Im Weißenhorner Tal herrscht bei weitem das kalkalpine Material vor, der zentralalpine Anteil spielt eine geringere Rolle.

In den weiter östlich gelegenen Schottersträngen treten zentralalpine Gerölle in größerer Zahl nicht mehr auf. Die Schotter von Günz, Mindel, Wertach und Lech führen das ihrem Gletscherbereich entsprechende, meist kalkalpine Material, ohne einen in der Schotterführung besonders erkenntlichen fremden Zufluß.[10]) Wir haben es nach diesen Darlegungen bei den Schottern des Rothtales mit einer würmeiszeitlichen Anschüttung zu tun, die in keiner Beziehung zu den NT-Schottern des Illertales steht, aber auch nach abwärts ins Donautal hin in unserem Arbeitsgebiet keine direkte größere Fortsetzung besitzt.

Wenn auch die andere petrographische Zusammensetzung allein noch nichts über das Alter dieser Ablagerung sagen kann, so steht doch eindeutig fest, daß es sich hierbei um eine gesonderte Anschüttung handelt. Höhenlage und Gefällsverhältnisse sowie die stellenweise Bedeckung mit einem Lößlehm sprechen für ein höheres Alter. Leider sind die Aufschlüsse infolge des hohen Grundwasserstandes nie tief genug, um die Unterkante des Schotters erkennen und hier schon den schlüssigen Beweis erbringen zu können. Dies mag daher der weiteren Untersuchung vorbehalten bleiben.

---

[9]) Dabei sind die Quarze und Quarzite weggelassen, da sie sowohl in den Kalkalpen als auch in den Zentralalpen vorkommen.

[10]) Der Anteil an zentralalpinem Material in der Lechtal-NT stammt vom Ammerseegletscher, der ja einen starken Zustrom vom Inntal erhielt (siehe auch 29, S. 289).

4. Die Schotterflur des Günztales.

(Topographische Karte 1:25000 von Bayern, Bl. 574, 603, 631, 657/58, 681/82, 704, 726/27, 751, 775/76.)

Wie die jungeiszeitlichen Schotterfluren des Riß- und Rothtales wird auch die des Günztales von einer HT begleitet. Es war also auch diese Rinne schon vor und während der Rißeiszeit in Funktion. Damals war das Tal noch bedeutend breiter und stellte eine der größten rißeiszeitlichen Abflußrinnen unseres Gebietes dar. Die folgende Zertalung war aber nur gering, und in einem minder breiten Tale nahmen die Würmschmelzwässer ihren Weg zur Donau.

Das Günztal zeigt besonders klar die Form der Täler, wie sie für die Riß-Lechplatte typisch ist. In schmalen, tief in die älteren Terrassen eingesenkten Rinnen ziehen die meist nur wenig zertalten Schotterstränge der letzten Eiszeit dahin, die heutigen Flüsse erscheinen für die ehemaligen glazialen Abflußrinnen viel zu klein, zumal ihnen ein Einzugsgebiet in der Diluvialplatte fast ganz fehlt. Die Täler werden nach abwärts auch keineswegs größer, wie es sonst in anderen Gebieten der Fall ist. Im Gegenteil, sie sind meist in ihrem Oberlaufe breiter und offener und erfahren an bestimmten Stellen Ausweitungen. Der Grund für diese abweichende Talbildung liegt in der Wirkungsweise der glazialen Vorgänge, wonach die Erosion in der Nähe der überhöhten oberen Talstrecken am kräftigsten ist, was sowohl für die während der Aufschüttungsperioden besonders starke Seitenerosion als auch die danach einsetzende Tiefenerosion gilt. So ist an der Donau die Talaue der Günz etwa 1 km breit, in der gleichen Breite zieht sie sich 75 km aufwärts und erst in der Nähe der Jungendmoränen erreicht sie eine größere Talbreite.

Wo die HT des Günztales bei Lauben nach Westen zum Memminger Trockental hin abschwenkt, spaltet sich südlich davon (bei Westerheim) der Schotterstrang in zwei Äste. Der eine zieht im Tal der östlichen Günz zur Obergünzburger Zunge, der andere im Tal der westlichen Günz zu einer östlichen Ausbuchtung der Hauptzunge des Illergletschers. Zwischen Westerheim und Markt Erkheim im Norden und Frechenrieden im Süden weitet sich der östliche Günztalstrang zu einer größeren Schotterflur aus, die durch eine Stufe in zwei Niveaus gegliedert ist. Das höhere entspricht dem Niveau der Hauptniederterrasse, östlich von ihr tritt

in geringerer Breite eine tiefere Fläche auf, die zugleich den Talboden für die östliche Günz bildet. Während aber die Hauptniederterrasse westlich um den Lerchenbergwald herum zieht, umgeht ihn die tiefere Terrasse im Osten, von Sontheim über Markt Erkheim sich erstreckend, läßt dabei den inmitten des Tales stehengebliebenen Lerchenbergwald links liegen und nimmt hier allmählich das Niveau der Hauptniederterrasse an, um bei Daxberg auf ihr auszulaufen. Zwischen Obergünzburg und Markt Rettenbach durchbricht das auf einer Strecke von 10 km tief in die Umgebung eingesenkte Tal der östlichen Günz die hohen Moränenkränze des Mindel- und Rißgletschers. Es ist nur natürlich, wenn auf dieser Strecke das Hauptniveau der letzten Anschüttung beseitigt oder erniedrigt wurde. Lediglich südlich Obergünzburg sind an der Straße nach Immenthal und zu beiden Seiten der Straße nach Unterthingau bei der Schobermühle und bei Algay Teile des Übergangskegels erhalten, der an dem hier durchgehenden äußersten Jungendmoränenwall ansetzte (5, S. 22). Dazu gehören auch die südöstlich von den letztgenannten beiden Terrassenstücken das Trockentälchen zwischen dem Schlegelsberg und der Scheibenhalde erfüllenden Schotter, die mit den Moränenhöhen des Kindberges, der Lippenhalde, von Kipfenberg und Westerried verknüpft sind.

Die oben erwähnte, im Osten des Schotterfeldes von Frechenrieden—Attenhausen auftretende, etwa 5—10 m tiefere Erosionsfläche setzt sich im Engtal zwischen Obergünzburg und Immental als Talboden aufwärts fort. Innerhalb der äußersten Jungendmoränen läßt sie sich am Wifelsbach weiter verfolgen und erreicht bei Kürbsen, von wo das Gelände nun nach Süden zum Leubasbecken abfällt, ihren höchsten Punkt. Die entsprechende Eisrandlage ist die letzte, von wo aus noch Schmelzwässer durch die Ablaufrinne des östlichen Günztales das Vorland erreichten (5, S. 24), zugleich aber auch — wie die Terrassierung bei Frechenrieden—Attenhausen zeigt — die erste seit Beginn des Rückzuges von den äußersten Jungendmoränen. Von ihr geht aber keine neue Schotteranschüttung aus, sondern die Schmelzwässer durchschnitten nur die äußeren Moränenwälle, beseitigten auf eine längere Strecke die Hauptniederterrasse und arbeiteten aus ihr die tiefere Fläche aus, die 25 km unterhalb der Endmoränen, wo der Fluß wieder sein Gleichgewicht gefunden hatte, im Hauptniveau

ausläuft. Damit stimmt überein, daß diesen Rückzugshalt auch keine größeren Moränenwälle kennzeichnen, sondern nur kleine Erhebungen, die von Kürbsen, Hirnhof, Langenhof in südöstlicher Richtung über Mindelhof nach Sellthürn verlaufen.

Besser ist in seinem Zusammenhang mit den Endmoränen der schmale Schotterstrang erhalten, der sich im westlichen Günztal aufwärts zieht. Bei der hohen Lage dieser nur während des Höchststandes der Vereisung funktionierenden Abflußrinne blieb das Hauptniveau als solches erhalten, da schon beim geringsten Rückzuge der Gletscherrand in eine so tiefe Lage kam, daß seine Schmelzwässer die hohe Abflußrinne nicht mehr erreichten und das Hauptniveau daher auch nicht mehr zerschneiden konnten. Von Westerheim zieht dieser Schotterstrang über Ottobeuren nach Hopferbach, wo er sich in drei Äste aufspaltet, die im SW, S und SE an die äußersten Jungendmoränen anschließen. Das Gefälle von hier bis zur Vereinigung mit dem Schotterstrang des östlichen Günztales bei Westerheim beträgt 9‰. Letzterer hat von Westerheim bis Immenthal ein Gefälle von 7‰, der gemeinsame Schotterstrang im Günztale bis zur Donau ein solches von 3‰, das mittlere Gesamtgefälle beträgt 4‰. Vergleichen wir dazu die Gefällsverhältnisse der Nachbarrinnen. Im Rißtal betrug es nur 2,5‰, in der zweiten großen Abflußrinne des rechten Rheingletscherflügels sogar nur knappe 2‰. Iller- und Weißenhorner Tal hatten ein solches von 2,4 bzw. 2,8‰ (Mooshausen bzw. Memmingen bis zur Donau). Dagegen hat der Schotterstrang des Günztales ebenso wie der des östlich benachbarten Mindeltales ein Gefälle von 3—4‰. Dies zeigt deutlich die Eigenart der Abflußrinnen des Iller-Lechgletschers gegenüber denen des Rheingletschers. Die hohe Lage des ersteren bedingte das große Gefälle der Abflußrinnen und die auch während der Zwischeneiszeiten gleichbleibende Entwässerungsrichtung zur Donau hatte eine rasche Erosion zur Folge. Anders liegen die Verhältnisse beim Rheingletscher, wo das niedrige Gefälle seiner Schmelzwasserbahnen lediglich eine Folge des Wechsels der Entwässerungsrichtungen ist. In den eisfreien Zeiten waren die Talungen nach dem Bodensee gerichtet (34, S. 106), während der Eisvorstöße wurden sie aber verschüttet, und so mußte infolge der tiefen Lage des Rheingletschers das Gefälle der zur Donau fließenden Schmelzwässer sehr gering sein.

Der Verknüpfung der beiden Günztalstränge mit Endmoränen des Illergletschers entspricht auch die Zusammensetzung des Schottermaterials. Entsprechend dem Einzugsgebiet des Gletschers finden sich in der Hauptsache nur Gerölle aus den Kalk- und Voralpen, manchmal auch einige kristalline, die aber zumeist aus der kristallinreicheren HT oder der altdiluvialen Schotterplatte, die bis zur Mindel einen beachtlichen Anteil zentralalpiner Gerölle mit sich führt, stammen.

Zusammenfassend ergibt sich für die würmeiszeitlichen Ablagerungen in den Tälern der rechten Donauzuflüsse unseres Gebietes folgendes Bild:

Das Hauptniveau der die weite Talaue der Donau erfüllenden jungeiszeitlichen Schotterflur setzt sich in den Tälern der Riß, Iller und Günz aufwärts fort. In der Nähe der Moränen und ihrer übersteilten Übergangskegel ist es zerschnitten und neben ihm treten Erosionsterrassen auf. Das Hauptniveau steht aber überall mit den äußersten Jungendmoränen in Verbindung. Die Erosionsterrassen ziehen in den Jungmoränenraum hinein und setzen sich mit geringem Gefälle bis zu Moränenständen fort, die ihrer morphologischen Form nach Rückzugsbildungen darstellen. Zum Teil fehlen Moränenwälle überhaupt, und nur der höchste Punkt jeder Terrassenfläche zeigt an, wo das Eis auf seinem Rückzuge einen längeren Halt machte. Wenn nur eine Fläche ausgeschnitten wurde, was vor allem bei kleineren Abflußrinnen beobachtet werden kann, haben nur die Schmelzwässer des ersten Eishaltes die Rinne noch benutzt, während beim weiteren Rückzuge der Gletscher meist schon zu tief lag, als daß seine Schmelzwässer sie erreichen konnten. Einige besonders hoch gelegene Abflußrinnen (Legauer Trockental, westliches Günztal) blieben von Anfang an als Trockentäler liegen, und schon die Schmelzwässer des ersten Rückzugshaltes haben sie nicht mehr zu erreichen vermocht.

Neben diesem weit verbreiteten, mit den äußersten Jungendmoränen in Verbindung tretenden NT-System und seinen Erosionsstufen konnten wir im Rothtal eine höhere würmeiszeitliche Anschüttung feststellen. Die nach E bis in das Lech- und Wertachtal ausgedehnten Untersuchungen erbrachten auch dort ähnliche Ergebnisse. Es tritt danach in den größten Abflußbahnen

der Riß-Lechplatte (Iller und Wertach/Lech) ein Terrassensystem auf, das über den verbreiteten tieferen NT, aber noch unter den jüngsten HT liegt. Sowohl an der Iller als auch an der Wertach erscheint es im E der Hauptniederterrasse. In beiden Fällen suchen die jüngeren Schotterstränge sich neue, eigene Abflußwege (Illertal und Flossach/Mindeltal). Dieser Tatsache, daß das höhere NT-System nur in den größten Abflußrinnen erscheint, ist es zuzuschreiben, daß seine Existenz so lange nicht erkannt wurde. Denn hier war die nachträgliche Erosion am größten, da diese Rinnen die wasserreichsten Flüsse beherbergten, und hier wurden daher auch die Zusammenhänge am weitgehendsten zerstört. Wenn aus diesem Grunde der von B. Eberl auf Grund der Verhältnisse im Wertachtal geführte Nachweis einer älteren würmeiszeitlichen Aufschüttungsperiode nicht vollständig gelingen konnte (5, S. 226), so werden wir bei der Untersuchung der westlichen großen Abflußrinne des Iller-Lechgletschers Verhältnisse vorfinden, die eine Gliederung der einzelnen Niederterrassen und ihre sichere Einordnung in den Ablauf der glazialen Ereignisse auf Grund zahlreicher und lückenloser Beweismittel gestatten.

Drittes Kapitel

Das Fellheimer- und Erolzheimer Feld.

(Topographische Karte 1:25000 von Bayern, Bl. 681, 703, 726. Topographische Karte 1:25000 von Württemberg, Bl. 150, 159, 166.)

Wer von Ulm aus durchs Illertal aufwärts ins Allgäu wandert, erhält, wenn er die Höhen bei Kellmünz erstiegen hat, einen jener schönen Blicke auf die Alpen und ihr nächstes Vorland, wie ihn nicht viele Punkte zu bieten vermögen. Während des langen Weges durch das Illertal war der Blick gefangen zwischen den hohen Riedeln, in die das Tal eingesenkt ist, nun aber breitet sich zu den Füßen des Beschauers eine andere Landschaft aus. Unvermutet beginnt hier eine Talweitung, die nur in der Mitte durch das lang sich hinziehende, schmale Band der die Iller begleitenden Auenwälder (Illergriese) belebt und in zwei Hälften geteilt wird. Der Strom selbst ist zwischen den dunklen Bäumen nicht sichtbar. Links und rechts heben sich als scharfe Begrenzung die hohen, bewaldeten Riedel heraus, hinter ihnen erscheinen die nächsten Riedel mit ihnen zusammenzuwachsen und eine neue, nur höher liegende und größere Ebene zu bilden, da die in sie eingeschnittenen Täler nicht sichtbar sind. Im Süden erblickt man auf einer in der Talebene aufragenden Erhebung die alte Kronburg, die wie ein Wächter an der Eingangspforte zum Allgäu steht, und dahinter umschließt wie ein Rahmen das Ganze der Kranz der Allgäuer Berge, die sich in scharfen Konturen gegen den Horizont im Süden abheben. (Abbildung 2.)

Das Illertal steht mit dieser Ausweitung nördlich Memmingen nicht allein da. Die Zone der breiten Schotterfluren zwischen dem Moränenraum im S und den schmalen Abflußrinnen im N läßt sich von Memmingen über Mindelheim nach Buchloe verfolgen und ist eine der eigenartigsten Erscheinungen des Alpenvorlandes (5, S. 318). Im größten Ausmaß tritt etwas ähnliches in der „Münchener Schiefen Ebene“ wieder auf, wo die Schmelzwässer von vier Abflußrinnen das Vorland zu einer einförmigen Ebene verschütteten und sich erst weit im N im Isartal vereinigten (19, S. 71). In unserem Gebiet tritt diese Ausräumungs- und Aufschüttungszone, in der die hohen, bisher die einzelnen Täler trennen-

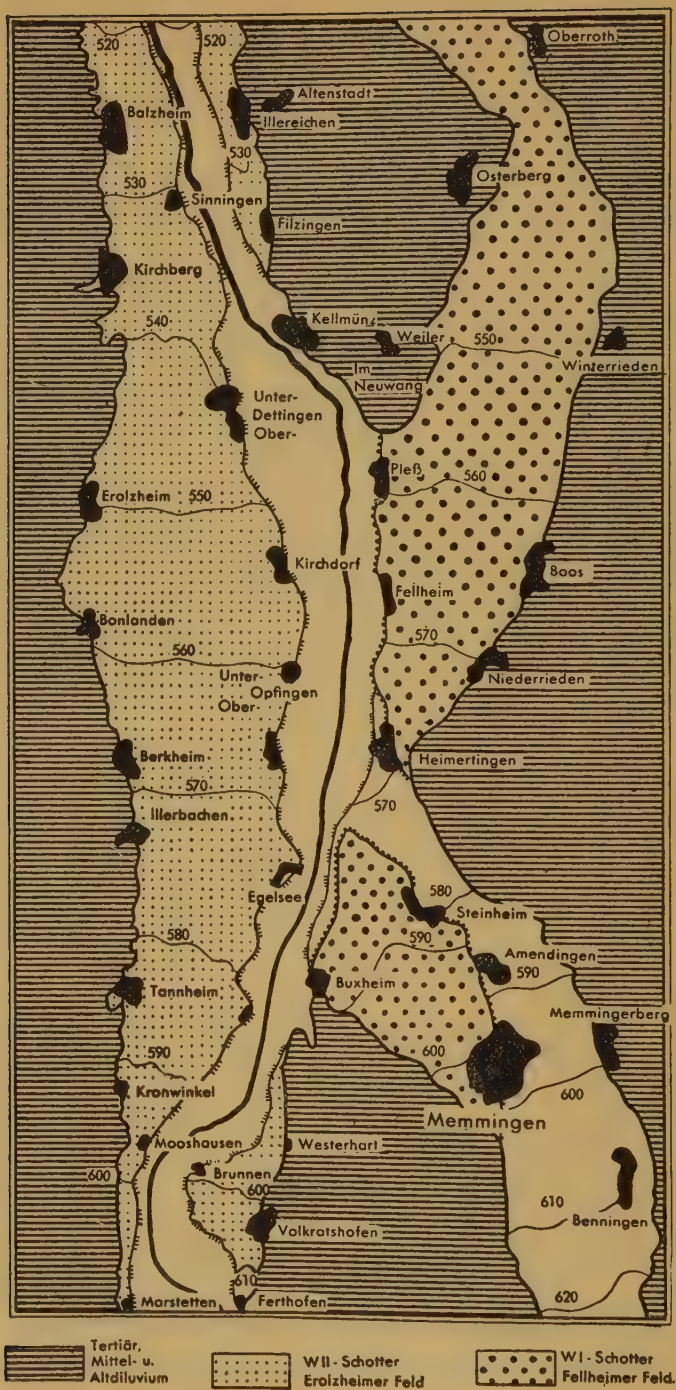

Abb. 2. Das Fellheimer und Erolzheimer Schotterfeld. 1 : 100 000.

den Riedel plötzlich fehlen, am eindrucksvollsten im Illertal zwischen Memmingen und Kellmünz in Erscheinung. Ganz ähnlich wie im Isargebiet vereinigten sich auch hier mehrere glaziale Abflußrinnen und schafften erst damit die Voraussetzung für die Entstehung der großen Talweitung.

Der das Illertal vom Rothtal trennende, der Erosion schon stark zum Opfer gefallene und so im Zusammenhang seiner Schotterdecke oft unterbrochene Riedel endigt bei Kellmünz. Er bricht hier steil nach S ab und nur eine kurze Strecke setzen sich einige tertiäre Erhebungen „im Neuwang" bis nördlich Pleß fort. Von hier ab südwärts treten die Schotterstränge der beiden Paralleltäler nahe zusammen und nur noch die Iller bildet mit ihrer Talaue der „Griese" die Grenze. Lediglich dieser Umstand, daß hier eine Tiefenlinie die beiden Schotterfluren trennt, erweckt den Anschein, als ob es sich um eine einzige, große Schotterebene handelt. In Wirklichkeit sind es aber zwei Schotterfelder, welche die auf den ersten Blick einheitliche Talebene bilden.

Schon im ganzen Siedlungsbild treten beide Felder — das Fellheimer im Osten der Iller und das Erolzheimer im Westen der Iller, wie wir sie nach den zwei Dörfern benennen wollen — deutlich heraus. Wie ein Kranz umschlingen die Siedlungen die Schotterfelder, in der Mitte fehlen Ortschaften ganz, an den Rändern liegt ein Dorf neben dem anderen (28, S. 222). Am Ostrand des Erolzheimer Feldes sind es Sinningen, Unter- und Oberdettingen, Kirchdorf, Unter- und Oberopfingen, Egelsee, Arlach und Mooshausen. Am Westrand des Feldes liegen an den Riedel angelehnt die Dörfer Kirchberg, Erolzheim, Bonlanden, Berkheim, Illerbachen, Thannheim und Kronwinkel. Das Fellheimer Feld wird im W von den Dörfern Pleß, Fellheim, Heimertingen, Buxheim und im O von Memmingen, Amendingen, Steinheim, Niederrieden und Boos umsäumt. Schon die Aufzählung der Namen zeigt, daß die Mehrzahl alte Siedlungen sind, daß schon zur Zeit der ersten Besiedlung die weiten NT-Flächen von Memmingen gegenüber den HT-Feldern bevorzugt wurden, während in anderen Gegenden, wo die NT versumpft und vermoort sind, die Siedlungen auf den HT angelegt oder am Abhang der Talflanken hinauf gebaut werden mußten. Dieses Beispiel zeigt, wie planmäßig und nach welchen bestimmten Gesichtspunkten die Siedlungen entstanden, und daß es in der Hauptsache morphologische Momente sind, die das reihenweise Auftreten bestimmter Dorfformen, ihre Anlage und Verteilung zu erklären vermögen.

Wie wir bei der Betrachtung des Illertales schon sahen, hat sich die in den Iller-Schwemmkegel auslaufende, auf der rechten Talseite auftretende NT nach aufwärts immer mehr verschmälert, um schließlich unterhalb Kellmünz auszukeilen. Die NT der linken Talseite setzt erst bei Brandenburg ein, wird immer breiter,

und wo die NT rechts der Iller bei Kellmünz endet, weitet sie sich zu dem großen Erolzheimer Schotterfeld aus, das sich etwa 15 km nach Süden erstreckt. Südlich der Linie Bonlanden—Unteropfingen, wo das Feld mit 5 km seine größte Breite erreicht, verschmälert es sich wieder, um bei Mooshausen zu enden. Nur ein schmaler, etwa 30—50 m breiter Terrassenstreifen zieht — Eisenbahn und Straße benutzen ihn — noch weiter südwärts zum Aitracher Schotterfeld, ist aber von diesem durch das hier tief eingeschnittene Tal der Aitrach getrennt.

Das in seinem mittleren Teile stark versumpfte Rothtal schwenkt oberhalb Osterberg—Winterrieden aus der S—N (bzw. SSE—NNW) mehr in eine SW—NE Richtung um. Es scheint dies eine alte und besonders im mittleren Teile der Riß-Lechplatte häufig auftretende Talrichtung zu sein (mittlere Günz, Mindel, Schmutter). Das in dieser Richtung gelegene Stück des Rothtales befindet sich in der südwestlichen Verlängerung des mittleren Günztales (Breitental—Babenhausen), von dem es nur durch eine niedrige Wasserscheide getrennt wird. Wie die NT des Illertales sich zum Erolzheimer Feld ausweitet, so bildet auch der Schotterstrang des Rothtales südlich der Linie Pleß—Boos ein größeres Feld, das nach dem Ort Fellheim benannt wurde. Es ist unvermoort und die Schotterplatte tritt frei an die Oberfläche. Zugleich setzt bei Boos, eng an den im Osten aufsteigenden hohen Eisenburger Riedel gelehnt, wieder die HT ein, die sich hier ebenso wie im unteren Rothtal deutlich über die jungeiszeitliche Schotterflur erhebt und sie als schmale Randterrasse begleitet. Zwischen Heimertingen und Steinheim zerschneidet die Talaue der Memminger Ach (Memminger Trockental) das Fellheimer Feld, das sich auf der anderen Seite bis Buxheim und Memmingen hinziehend im SW an die HT des Hitzenhofener Feldes anlehnt, im SE aber bei Amendingen und Memmingen zum tieferen Niveau des Memminger Trockentales abfällt. Der Schotterstrang des Rothtales endet mit seiner Fortsetzung im Fellheimer Feld im Süden somit etwa in der gleichen Höhe wie das bei Mooshausen auslaufende Erolzheimer Feld auf der anderen Seite der Iller. Gegen Westen hin bricht das Fellheimer Feld an einer schnurgeraden Linie (Buxheim—Heimertingen—Fellheim—Pleß), die schräg zur alten Talrichtung (SSW—NNE) verläuft, an einem Steilabfall über der Illertalaue ab.

Im letzten Kapitel wurden die würmeiszeitlichen Schotterstränge der rechten Donauzuflüsse bis in den Moränenraum hinein verfolgt. Dies gelang im Riß- und Günztal, während im Iller- und Rothtal der Zusammenhang unterbrochen ist. Hier gestatten aber andere Beobachtungstatsachen, die jungeiszeitlichen Anschüttungen weiter nach aufwärts zu verfolgen.

1. Lage- und Gefällsverhältnisse.

Wir stellten schon fest, daß die würmeiszeitlichen Schotter des Rothtales an der Donau eine höhere Lage besitzen als die des Illertales und daß der Abstand nach aufwärts zunimmt. Wo bei Pleß der beide Täler trennende Riedel fehlt, ist die verschiedene Höhenlage schön zu beobachten. Das Fellheimer Feld liegt hier bei 560 m, das Erolzheimer auf der anderen Seite der Iller bei 550 m, genau 10 m tiefer. Bei Heimertingen liegt jenes 580 m, dieses bei Berkheim 570 m hoch. Bei Memmingen bricht das Fellheimer Feld in 605 m Höhe ab, das Erolzheimer Feld, das in etwa gleicher Höhe 7 km weiter westlich endet, erreicht nur 590 m, der Höhenabstand beider Schotterfluren beträgt hier somit schon 15 m.

Die Gefällsverhältnisse zeigen keine größeren Unterschiede. Während die Schotterstränge in den beiden Talrinnen ein verschiedenes Gefälle haben (2,2‰ im Illertal und 2,7‰ im Weißenhorner Tal), ist es in den beiden Feldern ungefähr gleich, es beträgt 3,3 bis 3,5‰.

Entsprechend den verschiedenen Oberflächenniveaus nehmen auch die Unterkanten eine verschiedene Höhenlage ein. Sie lassen sich am steilen Terrassenabfall des Fellheimer Feldes zum Illergries gut bestimmen. 2,5 km nördlich Buxheim treten von der Sägemühle Egelsee bis zum Sennhof am Steilabfall des hier 585 m hohen Fellheimer Feldes an der Sohle des Schotterkörpers in 570—72 m zahlreiche Quellen aus. An einigen Stellen ist auch ein schmaler Streifen tertiärer Mergel sichtbar. In der Kiesgrube Heimertingen (Schotteroberkante 578 m) reicht der Schotter noch unter 568 m, er ist also ebenso wie an der Brücke bei Egelsee etwa 10 bis 15 m mächtig. 1,5 km nördlich des letzten Aufschlusses wurde in einer größeren Kiesgrube am Terrassenabfall zwischen Heimertingen und Fellheim Tertiär — gelbe

Flinzsande der Ob. Süßwassermolasse — in 562 m erbohrt. Die Schotteroberkante liegt bei 574 m. Wo bei Fellheim die Memminger Ach zum letzten Male den Terrassenabfall unterschneidet, um sich dann endgültig der Iller zuzuwenden, treten in etwa 557 m Höhe Quellen aus, die Schottermächtigkeit beträgt 9 m. In Pleß liegt die Unterkante bei 552 m, die zugehörige Oberkante bei 559 m, die Schottermächtigkeit beträgt demnach nur noch 7 m. Dieses Ausdünnen des Schotters von 12—15 m südlich Fellheim auf 7 m bei Pleß erklärt sich wieder daraus, daß wir uns hier dem linken Ufer der in SSW—NNE-Richtung verlaufenden früheren Rothtalrinne nähern und sich die tertiäre Talsohle langsam heraushebt, um „im Neuwang" nördlich Pleß ganz aufzutauchen. Dementsprechend ist auch das Gefälle der Schotterunterkante am Terrassenrand des Fellheimer Feldes geringer als das der Oberkante, es beträgt zwischen Buxheim und Pleß nur 2,9‰, während letzteres auf der gleichen Strecke 3,3‰ mißt. Diese Werte gelten aber wie gesagt lediglich für ein Längsprofil, das die alte Talrichtung in einem Winkel von etwa 30 Grad schneidet. Daraus und aus der Tatsache, daß das im Neuwang auftauchende Tertiär sich in südwestlicher Richtung dicht unter der Schotteroberfläche fortsetzt, können wir mit vollem Recht schließen, daß vom Fellheimer Feld kein Arm sich ins Illertal abspaltete und von einer Gabelung nicht gesprochen werden kann. Und in der Tat ist weder zwischen Pleß und Kellmünz noch weiter abwärts im Illertal irgendein Terrassenrest erhalten, den man mit dem Fellheimer Feld in Zusammenhang bringen könnte.

Die Auflagerungsfläche der Schotter des 10 m tiefer liegenden Erolzheimer Feldes ist nicht so gut erkenntlich, da der steile Abfall zur Iller fehlt. Bei einer Brunnenbohrung östlich Erolzheim lag die Unterkante des Schotters 12 m unter der Oberfläche, in der Kiesgrube bei Berkheim ist der NT-Schotter über 8 m aufgeschlossen, bei Thannheim bis 13 m, ohne daß Tertiär auftaucht. Östlich Kronwinkel sind die Schotter noch einmal 8—10 m aufgeschlossen, aber auch hier liegt das Tertiär nicht zutage. Aus diesen Angaben geht aber das eine hervor, daß auch die Unterkante der Erolzheimer Schotterplatte um mindestens 10 m tiefer liegen muß als die des Fellheimer Feldes. Genauere Werte erhalten wir an der NT von Volkratshofen, die im Buxheimer Wald die gleiche Höhenlage besitzt wie das auf der an-

deren Seite der Iller bei Kronwinkel auskeilende Erolzheimer Feld. Im W von einem steilen Abfall begrenzt, an dem die Siedlungen Brunnen und Illerfeld liegen, zieht die NT bis Ferthofen, wo sie in einer Höhe von 610 m über der Iller abbricht. Sie hat auf dieser Strecke die gleiche Höhenlage wie die schmale Terrassenleiste auf der anderen Seite der Iller, die zwischen Mooshausen und Marstetten das Erolzheimer Feld mit dem Aitracher Feld verbindet. Die NT-Fläche von Volkratshofen ist danach nur ein Teil dieser großen Aufschüttung und wird heute durch den großen Illerbogen sowohl vom Aitracher als auch vom Erolzheimer Feld getrennt. An ihrem westlichen Abfall läßt sich dort, wo die Iller nahe an die Terrasse herantritt und sie unterschneidet, die Schotterunterkante wieder bestimmen. Im Buxheimer Wald zeigen, wo die Terrasse eine Höhe von 590 m hat, Quellaustritte in 580/81 m die Grenze von tertiärem Flinz und NT-Schottern an. 500 m weiter südlich wird bei 582/83 m mergliger Flinz sichtbar. Wo die Iller wieder mehr an der linken Talseite fließt, fehlt der steile Abfall, mehrere Stufen sind zwischen das Hauptniveau und das Illergries eingeschaltet, infolgedessen ist auch die Schottersohle nicht mehr zu erkennen. Das Gefälle der Schotterunterkante von Ferthofen bis zum Nordende des Erolzheimer Feldes westlich Kellmünz entspricht dem seiner Schotteroberfläche, es beträgt 3,3 bis 3,5‰.

Lage- und Gefällsverhältnisse sind somit beim Schotterstrang des Rothtales andere als bei dem des Illertales. Dasselbe trifft auch für ihre Aufschüttungssohlen zu. Die Schotter des Erolzheimer Feldes reichen im allgemeinen 10 m, meist aber noch tiefer unter die des Fellheimer Feldes hinab. Der Unterschied ist so groß, daß sogar bei Pleß-Fellheim und bei Egelsee-Buxheim die Unterkante des Fellheimer Feldes zeitweilig höher liegt als die Oberkante des Erolzheimer Feldes, und an der zuletzt genannten Stelle zwischen beiden noch ein schmaler Streifen des tertiären Untergrundes ausbeißt.[11]) Der gesamte Erosionsbetrag von der Oberkante des Fellheimer Feldes bis zur Unterkante des tieferen Erolzheimer Feldes beträgt 20—30 m! Dieser Betrag wäre weiter oberhalb, wo die Iller in Moränennähe sich bis um das Vierfache einge-

[11]) Zwischen Buxheim, Sägemühle Egelsee und dem Sennhof ist eine schmale Terrassenleiste erhalten, die einen Teil des links der Iller liegenden Erolzheimer Feldes darstellt.

schnitten hat, nicht so besonders groß. Hier aber, wo der Fluß seit der letzten fluvioglazialen Aufschüttung sich lediglich 5—10m darin eingetieft hat, muß diese Erosionsleistung, die in die Zeit zwischen die beiden durch zwei Aufschüttungsperioden (Anschüttung der Schotter des Fellheimer Feldes und des Erolzheimer Feldes) gekennzeichneten würmeiszeitlichen Vorstoßphasen fällt, äußerst beträchtlich erscheinen.

Dabei erhebt sich die Frage, ob der Rothtal-Schotterstrang nicht etwa als rißeiszeitlich anzusehen ist. Dieser Einwand muß mit Recht erörtert werden. Auf den ersten Anschein spricht sogar manches dafür. So der steile Abfall über dem Donautal bei Nersingen, die Bedeckung mit Lößlehm, die hohe Lage und die gegenüber der Iller-NT abweichenden Gefällsverhältnisse. Einer genaueren Untersuchung hält diese Auffassung, wie sie auch auf den geologischen Karten vertreten und dargestellt wird[12]), jedoch nicht stand. Zum ersten spricht dagegen, daß das Fellheimer Feld nicht mit Altmoränen in Verbindung tritt. Ein weiterer wesentlicher Gesichtspunkt ist die verschiedene Ausbildung der Verwilterungsdecke. Selbst dort, wo die Schotter keine Lößlehmdecke besitzen wie im untersten Teil des Rothtales ist die Mächtigkeit der Verwitterungsdecke gering (20—30 cm) und reicht oft kaum zur Bodenbildung aus. Die beiden würmeiszeitlichen Schotterstränge zeigen in dieser Hinsicht keinen sonderlichen Unterschied. Bedeutend mächtiger ist dagegen die Verwitterungsdecke der HT, die selbst bei den jüngsten überall im Arbeitsgebiet mehr als 1 m beträgt. Wenn eingangs gesagt wurde, daß die Verwitterungsdecke allein kein sicheres Kriterium ist, so gilt dies in besonderem Maße für die mittel- und altdiluvialen Ablagerungen, während sich die rißeiszeitlichen Schotter von den würmeiszeitlichen durch ihre ansehnliche Verwitterungsdecke unterscheiden. Dazu tritt ein weiterer Faktor: der Einbau der Rothtal-Schotterflur in die HT, die sich überall deutlich über die NT erheben. In dem rißeiszeitlichen Entwässerungsnetz findet die Rothtalrinne mit den heute die Talaue erfüllenden Schottern keinen Raum. Zu diesen Merkmalen tritt als letztes der ganze Habitus der Anschüttung. Die Schotter im Rothtal und im Fellheimer Feld sind von einer Frische und einem Erhaltungszu-

[12]) Geogn. Karte des Königreichs Bayern (Gümbelkarte) 1:100000, Blatt 16, Nördlingen. Geologische Übersichtskarte von Württemberg 1:200000, Bl. 4.

stand, daß an ihrer würmeiszeitlichen Natur kein Zweifel aufkommen kann.[13])

Die Untersuchung der Lage- und Gefällsverhältnisse der beiden jungeiszeitlichen Anschüttungen im Iller- und im Rothtal von der Donau aufwärts über ihre Ausweitungen in den beiden Feldern bis zu ihrem Ende bei Mooshausen-Memmingen zeigt, daß es sich um zwei verschiedene Schotterstränge handelt, die — wie der beachtliche Erosionsbetrag und die Tertiärausbisse erweisen — auch zu verschiedenen Zeiten aufgeschüttet worden sein müssen, wobei sich der Schotterstrang des Rothtales stratigraphisch als der ältere erweist. Zu beachten ist weiterhin der Umstand, daß vom höheren Fellheimer Feld kein Ast zum Illertal zieht, sondern jede Anschüttung ihren eigenen Weg nimmt, die ältere durch das Rothtal, die jüngere durch das Illertal.

Neben diese auf stratigraphischem Wege gewonnenen Ergebnisse treten noch ergänzend zwei weitere bemerkenswerte Beobachtungen, durch welche die gegenseitigen Beziehungen und die Ablauffolge der Ereignisse bis in überraschende Einzelheiten einer einwandfreien Klärung zugeführt werden können.

2. Der jungglaziale Löß.

Es wurde im letzten Kapitel bei der Erwähnung des Weißenhorner Lößlehmvorkommens darauf hingewiesen, daß diese Erscheinung in weit besserer Ausprägung im oberen Teile des Rothtales auftritt. Während in der Gegend von Weißenhorn Aufschlüsse, die einen Einblick in den Untergrund gestatten, fehlen und nichts weiter über den Lehm gesagt werden konnte, zeigen die zahlreichen Aufschlüsse des Fellheimer Feldes die Überlagerung mit Lößlehm in prachtvoller Weise, so die Kiesgruben bei Amendingen, Steinheim und Heimertingen, besonders aber die mitten im Schotterfeld liegende Kiesgrube östlich Fellheim.[14])

---

[13]) Auch A. Penck hält das Fellheimer Feld für würmeiszeitlich (19, S. 32). Allerdings erblickt er in ihm die Fortsetzung des „Memminger Feldes", also des tieferen Memminger Trockentalniveaus, dessen Schotter aber eine jüngere Anschüttung darstellen.

[14]) Nördlich der Straße Fellheim—Boos. (Topographische Karte 1:25000 von Bayern, Blatt 703.)

Der frische Würmschotter ist noch unter der Lößdecke schwach, etwa 5—15 cm verwittert, der Löß selbst ist im allgemeinen 70—90 cm, häufig sogar über 1 m mächtig! In den untersten Partien ist er oft nicht ganz geröllfrei, nach oben hin wird er aber zu einem typischen, feinkörnigen, lehmig-sandigen, porösen Löß[15]), der zum Teil auch schon verlehmt ist. Dies spricht aber keineswegs gegen seine Eigenschaft als Lößablagerung. Schon A. Penck hat erkannt, daß der Löß Mitteleuropas in einer bestimmten Höhe in Lehm übergeht. Er hält daher Löß und Lehm für ein und dasselbe Gebilde.[16]) Weiter stellt er fest, daß die für den echten Löß bezeichnende Schneckenfauna am häufigsten und typischsten nur an der Donau vorkommt.[17]) Dasselbe muß nun, nachdem dieser Tatbestand meines Wissens von keiner Seite bezweifelt worden ist, auch sinngemäß für die Lößlehmdecke der älteren NT gelten, welche die Schotter des Fellheimer Feldes in ziemlich gleichbleibender Mächtigkeit verhüllt. Daß auch dieser Löß ein Auswehungsprodukt darstellt, ist daraus zu ersehen, daß er am Abfall der HT hinaufklettert und auf diese selbst übergreift. In dem Aufschluß nordöstlich Steinheim sind beim Ziegelstadel am Abfall der HT die Riß-Schotter von einer sehr verlehmten Lößdecke überlagert, die in der Ziegelei bis 5 m aufgeschlossen ist. Ganz deutlich setzt sich hier eine oberste etwa 1 m mächtige Lößlage gegenüber dem liegenden Löß durch die hellere Farbe ab und ist ebenso wie die in gleicher Mächtigkeit auftretende Lößdecke des Fellheimer Feldes im allgemeinen frei von Konchylien und von einer mehr sandigen Beschaffenheit. In dem liegenden, sehr verlehmten Löß finden sich zahlreichere Reste einer Schneckenfauna. Der hangende, hellere Löß dürfte danach gleichalt mit dem das Fellheimer Feld bedeckenden Lößlehm sein, der hier bis auf die HT hinaufgeweht und auf dem älteren Löß abgelagert wurde. Abbildung 3.

---

[15]) A. Penck (19, S. 32) findet in ihm sogar eine ganze Reihe von Konchylien, wie Succinea, Pupa, Helix, Clausilia. Der Löß ist nach ihm aber nur auf die NT verschwemmt. Daß er das ganze Fellheimer Feld bedeckt, ist ihm entgangen.

[16]) Das ist aber dahingehend einzuschränken, daß dies nur für den auf Diluvialterrassen auftretenden Lehm gilt, während die meisten anderen Lehme nicht unbedingt den Löß als Ausgangsprodukt haben müssen.

[17]) A. Penck und E. Brückner (19, S. 56 und 111). Auch B. Eberl teilt diese Auffassung, wenn er schreibt, daß „Löß und Lößlehm daher immer als eine Ablagerung zusammengefaßt bleiben" (5, S. 335).

Abb. 3. Die Überlagerung der Schotter der Fellheimer Niederterrasse durch Löß.

Ein ganz anderes Bild zeigt die NT des Illertales. Ihr fehlt eine Lößdecke vollkommen. Selbst dort, wo die NT sich zum großen Erolzheimer Feld ausweitet, sind keinerlei Lößbildungen vorhanden. Im Gegenteil, bei der meist nur geringen Verwitterung steht oft der blanke, frische Schotter bis zur Oberfläche an. Die Mächtigkeit der Verwitterungsdecke schwankt zwischen 20 und 50 cm, weicht also nicht sonderlich von den auf jungeiszeitlichen Schotterfluren anderer Gebiete gefundenen Werten ab.

Diese Beobachtungen können nun auch für die altersmäßige Feststellung der Terrassen verwertet werden: Die tiefere NT des Illertales besitzt keine Lößdecke, der höhere Schotterstrang des Rothtales ist von einer solchen auf weite Strecken hin verhüllt. Wir werden nicht fehlgehen, wenn wir das große, bis 5 km breite und 15 km lange Erolzheimer Feld als das Gebiet betrachten, aus welchem der Löß ausgeweht wurde. Mit dieser Feststellung ist ein großer Schritt vorwärts getan in der Erkenntnis der gegenseitigen Beziehungen der NT. Zugleich wird das Bild der gerade für das Memminger Gebiet charakteristischen Lößbildung vollständiger. Bei der Anschüttung der älteren würmeiszeitlichen Schotter des Rothtales wurde der Löß ausgeweht, der in ziemlicher Mächtigkeit die jüngere HT (Hitzenhofener Feld, HT-Bord östlich Heimertingen und bei Niederrieden/Boos) bedeckt.[18]) Die nächste Aufschüttungsperiode, während der die jüngeren würmeiszeitlichen Schotter des Illertales abgelagert wurden, ist durch eine neue Lößaufwehung gekennzeichnet. Sie hatte zur Folge, daß die älteren würmeiszeitlichen Schotter des Fellheimer Feldes und auch noch des Rothtales mit einer ansehnlichen Lößdecke überzogen wurden. Eine weitere Lößaufwehung ist in unserem Gebiet nicht zu beobachten und fand auch kaum statt.

Diese Feststellungen dürften weitere Beachtung verdienen und der Diskussion über die Frage des jungglazialen Lößes neue Anregung geben. Die Auffassung, daß auf Jungmoränen und Niederterrassen kein Löß vorkommt, ist ja schon mehrmals widerlegt, aber eine sichere zeitliche Einordnung noch nicht versucht worden.

---

[18]) Nach B. Eberl (Übersichtskarte) handelt es sich hier um eine ältere HT. Dies trifft aber nicht zu. Der Nachweis im einzelnen soll an anderer Stelle geführt werden.

A. Penck, der mit der Beschreibung der Memminger Schotterfluren das Werk über „Die Alpen im Eiszeitalter" beginnt, ist zwar in den Heimertinger Kiesgruben die Überlagerung der NT-Schotter mit Löß aufgefallen, doch hält er ihn nur für ein lokales Vorkommen und legt ihm weiter keine größere Bedeutung bei.[19]) Im übrigen stellt er ausdrücklich fest, daß den NT überall eine Löß- oder Lehmdecke fehlt, was — wie er an mehreren anderen Stellen noch schreibt (19, S. 48, 57, 112, 1159) — für das ganze nördliche Alpenvorland gelten soll. Dieselbe Auffassung wird von zahlreichen anderen Forschern vertreten.[20]) Sie stimmt auch mit der Annahme überein, die nur mit einem Höhepunkt der Würmvereisung rechnet, während der die letzte Lößbildung stattgefunden haben soll.

B. Eberl, der bei seiner Bearbeitung der Iller-Lechplatte drei selbständige würmeiszeitliche Aufschüttungsperioden unterschied, bringt schon weit genauere Beobachtungen (5, S. 334). Grundsätzlich tritt auch nach ihm eine stärkere Lößdecke auf keiner NT in Erscheinung, jedoch findet er auf der ältesten NT (WI) eine schwache Anwehung, die aus einer jüngeren NT (W II) ausgeblasen ist. Leider führt Eberl keine Örtlichkeiten an, wo dieser Löß am besten zu beobachten ist, so daß es nicht möglich war, ihn mit dem von mir gefundenem zu vergleichen. Er soll aber so wenig mächtig sein, daß er zumeist schon durch die Bestellung der Kulturflächen beseitigt ist. Immerhin ist interessant, daß auch Eberl zwischen dem NT-Schotter und der dünnen Lößdecke noch einen Verwitterungshorizont findet. Es sind also ganz ähnliche Verhältnisse wie in unserem Gebiet und es wäre wirklich von Wert, die einzelnen Vorkommen miteinander parallelisieren zu können. Eine weitere Lößaufwehung, die seiner WIII-Phase entsprechen müßte, findet Eberl nicht. Er begründet dies damit, daß seine WIII-Schotter infolge der dauernden Einengung in den Rinnen keine größeren Felder mehr bilden konnten und daher eine bedeutendere Lößausblasung nicht mehr stattfand. Eine Be-

---

[19]) Siehe Anmerkung 16.

[20]) So auch von K. Troll (Der diluviale Inn-Chiemseegletscher. 1924, S. 30), der wie W. Koehne (14, S. 75) die Lößbildung in die Zeit des Gletscheranmarsches und des Maximalstandes verlegt. Später (Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorland. Mitt. geogr. Ges. München, 24, 1931) glaubt er jedoch, daß in der ersten Zeit des Eisrückzuges noch mit einer lokalen Lößausblasung zu rechnen ist.

gründung, gegen die an sich nichts einzuwenden ist, die sich aber später bei der Untersuchung der Eisrückzugsbildungen und speziell der Eberl'schen WIII-Phase von selber erledigen wird.

Wir wollen vorerst nur unseren eigenen Beobachtungen und den daraus zu ziehenden Folgerungen Aufmerksamkeit schenken, wonach den beiden selbständigen jungeiszeitlichen Anschüttungen (WI und WII) zwei Löße entsprechen, die auf den nächst höheren, benachbarten Schotterfeldern (RII und WI) zur Ablagerung kamen.

Wie sehr sich solche Unterschiede wie die verschiedene Bedeckung mit Lößlehm auch landschaftlich in auffälliger Weise bemerkbar machen, zeigt die verschiedene landwirtschaftliche Nutzung beider Schotterfelder. Wer von der oben erwähnten Stelle „im Neuwang" aus die beiden Schotterfelder genauer betrachtet hat, wird dort schon den Unterschied bemerkt haben. Die Fellheimer Schotterflur ist von Pleß bis Memmingen ein einziges Weizenfeld, das als die Kornkammer des gleich südlich anschließenden, wiesenreichen aber getreidearmen Allgäus bezeichnet werden kann. Die Natur selbst hat auf engstem Raum einen wunderbaren Ausgleich geschaffen. Ein ganz anderes Bild bietet das Erolzheimer Feld. Hier werden Roggen, Hafer und Hackfrüchte angebaut. Hinzu treten am gestuften und sanften Abfall der Iller ausgedehnte Wiesenflächen. Die Bodenbildung ist noch nicht sehr weit fortgeschritten, vielerorts ist die noch geringe Verwitterungsdecke fortgeschwemmt oder es schalten sich sandige Stellen ein, so daß die Böden der Erolzheimer Schotterflur bei weitem nicht die Fruchtbarkeit der höheren Fellheimer Schotterflur besitzen.

3. Die Geröllzusammensetzung.

Ebenso wie im N an der Donau lassen sich die beiden Anschüttungen auch hier petrographisch gut auseinander halten. Ein Blick in die Aufschlüsse zeigt, daß der Illertal-Schotterstrang bedeutend mehr zentralalpines Material führt als der des Roththales. Der Gegensatz ist in den beiden Feldern sogar noch größer geworden. Es seien hier nur die Zählungen von einigen Aufschlüssen angeführt.

Erolzheimer Feld:

Kiesgrube	Verh. von kalkalp. zu zentralalp. zu übr. Geröllen
1. Egelsee	57 : 10 : 33
2. Unter-Opfingen	69 : 9 : 22
3. Ober-Dettingen	57 : 13 : 30
4. Unter-Dettingen	58 : 12 : 30

Fellheimer Feld:

Kiesgrube	Verh. von kalkalp. zu zentralalp. zu übr. Geröllen
1. Steinheim	73 : 2 : 25
2. Heimertingen	70 : 5 : 25
3. Südl. Fellheim	71 : 5 : 24
4. Westl. Boos	76 : 4 : 20

Es wurden in jedem Aufschluß etwa 250—400 Gerölle durchgezählt, die obigen Zahlen geben das Verhältnis der kalkalpinen und zentralalpinen zu den übrigen Geröllen in Prozentualwerten wieder.[21]) Der viel größere zentralalpine Anteil der Erolzheimer Aufschüttung fällt sofort in die Augen, zugleich aber auch der größere kalkalpine im Fellheimer Feld. Auf die Gründe sowie verschiedene Einzelheiten einzugehen, soll dem nächsten Kapitel vorbehalten bleiben. Man sieht aber, daß die Geröllzusammensetzung jedes Schotterstranges im großen ganzen konstant bleibt und nur auf größeren Entfernungen sich ändert, indem die weicheren Gerölle (Sandsteine, Flyschgerölle, zentralalpine Schiefer und Gneise) in ihrem prozentualen Anteil langsam abnehmen, die härteren aber zunehmen.

Die verschiedene Geröllzusammensetzung der einzelnen Schotterstränge erlaubt zwar keine altersmäßige Trennung, wie es zum Beispiel nach der allgemeinen Auffassung im Isargebiet zwischen den mittel- und altdiluvialen Schottern der Fall sein soll, aber sie ermöglicht eine ziemlich sichere Bestimmung des Ursprungsgebietes des Schottermaterials und der Lage der zugehörigen Abflußrinnen. Die Iller, die sowohl die Schmelzwässer des Illergletschers als auch die des östlichen Rheingletschers zur Donau führte, hat von letzterem immer einen sehr hohen Anteil an zentralalpinem Material erhalten. Es ist daher vor allem folgendes zu beachten:

Alle Abflußrinnen unseres Gebietes, die zentralalpine Gerölle in solcher Anzahl enthalten, daß eine Entnahme aus älteren Schottern ausgeschlossen erscheint, haben einen Zufluß vom Rheingletscher her besessen. Ihre Schottervorkommen sind daher fluvioglazialer Entstehung.

Das bedeutet, daß in unserem Gebiet sich der Nachweis einer Anschüttung als fluvioglaziale Bildung durch ihre Verknüpfung mit Moränen erübrigt. Denn nicht nur die Schotterfelder unseres Arbeitsbereiches, die zentralalpines Material führen, das allein der Rheingletscher über das Bodenseebecken hinweg herbeigeführt hat, sondern auch alle anderen Anschüttungen, die nur kalkalpines Material enthalten (Schotter des Iller-Lechgletschers), sind, sofern sie mit jenen stratigraphisch in Beziehung

[21]) Dabei sind die Quarze zu dem zentralalpinen und die Quarzite zu dem kalkalpinen Anteil gestellt.

treten, als fluvioglaziale und nicht als interglaziale Ablagerungen zu betrachten. Diese Feststellung ist deswegen von Bedeutung, weil eine ganze Reihe von Schotterfeldern, nicht allein die ältesten von B. Eberl als „D-Schotter" bezeichneten fluvioglazialen Ablagerungen (5, S. 305), sondern auch ganz junge Anschüttungen wie etwa die des Fellheimer Feldes in der beschriebenen großen Ausräumungs- und Aufschüttungszone abbrechen und ihre Verknüpfung mit Moränen sich nicht mehr nachweisen läßt. Dieser Nachteil wird aber in unserem Gebiet durch die obige Feststellung wettgemacht.

Hier ist der Ort, einige weitere Überlegungen anzuknüpfen, ob nämlich die anderen Schotteranschüttungen des Alpenvorlandes, die sich nicht wie in unserem Falle durch ihren petrographischen Charakter als glaziale Bildungen erweisen, Merkmale besitzen, die sich als solche kennzeichnen. Was unser Gebiet anbetrifft, könnte man der Auffassung sein, daß die Terrassen schon durch ihr typisch fluvioglaziales Aufschüttungsprofil, durch ihre Längenerstreckung (40—80 km) und die auf diesen großen Entfernungen nur wenig abnehmende Schottermächtigkeit ihre glaziale Entstehung beweisen. Einer interglazialen Ablagerung wird dieses Bild, wie es ein glazialer Schotter in seiner gleichbleibenden Geröllzusammensetzung und Korngröße und seiner nur langsam abschwellenden Mächtigkeit bietet, zumeist fehlen. Es dürfte im Vorland kaum gelingen, eine auf größere Strecken sich hinziehende Schotterflur als interglazial nachzuweisen. Die interglazialen Ablagerungen beschränken sich mehr auf kleinere Räume und haben allein lokale Ursachen, sei es, daß junge Krustenbewegungen eine Störung der Gefällskurve hervorriefen und so eine Talverschüttung zur Folge hatten, sei es, daß beim Schwinden des Eises die durch letzteres übertieften Talstrecken, Wannen und Becken wieder zugeschüttet wurden. Alle größeren Anschüttungen, ganz sicher aber die, die sich bis zum Donautal verfolgen lassen, werden m. E. mit größter Wahrscheinlichkeit als glaziale Bildungen anzusprechen sein.

4. Flußgeschichte der unteren Iller.

Die Verschiedenheit der Geröllzusammensetzung, die neben der auf stratigraphischem Wege erfolgten Altersbestimmung als letztes Kriterium die Selbständigkeit der beiden Schotterfelder unterstreicht, erlaubt, mannigfache Rückschlüsse auf das Entwässerungssystem unseres Gebietes und speziell die jüngste Flußgeschichte der Iller zu ziehen.

Während des ersten Vorstoßes der Würmeiszeit nahmen die Schmelzwässer des Iller- und des östlichen Rheingletschers ihren Weg gemeinsam durch das Rothtal zur Donau. Das große

Tal war zuvor von den es erfüllenden HT-Schottern ausgeräumt worden. Diese Arbeit kann nur ein Fluß von der Größe der Iller geleistet haben, die auch selbst in der vorhergehenden Aufschüttungsperiode die HT-Schotter abgelagert hatte.

Die Tatsache, daß die älteren Würmschotter im Rothtal und nicht im Illertal angeschüttet wurden, läßt sich nur so erklären, daß der heute beide Täler trennende Riedel damals nicht bei Kellmünz abbrach, sondern sich noch weiter südwärts hinzog. Dem entspricht die Beobachtung, daß im ganzen Illertal nirgends ein Rest des höheren Niveaus der Fellheimer NT vorhanden ist. Die genauere Untersuchung, die ganz unbeschadet der Tatsache durchgeführt wurde, daß das gesamte Fellheimer Schotterfeld in das Rothtal hineinschwenkt, ergab, daß die im Illertal vorhandenen Terrassenstücke ohne Bedeutung sind und zwischen der Talaue und der altdiluvialen Schotterbedeckung der hohen, das Tal begleitenden Riedel keine weiteren selbständigen Schotterhorizonte auftreten. Eine dem Fellheimer Feld entsprechende NT fehlt ebenso wie der Rest einer HT. Mit anderen Worten: Das heutige untere Illertal hat bis zur jüngeren würmeiszeitlichen Aufschüttungsperiode nie als Abflußweg für glaziale Schmelzwässer gedient. Es war nach Süden hin vollständig abgeschlossen, der Kellmünzer Riedel muß sich in SSW-Richtung fortgesetzt und bei Bonlanden—Berkheim—Tannheim in direkter Verbindung mit dem Riedel gestanden haben, der von Haslach—Mooshausen südwärts ziehend heute die westliche Begrenzung des Erolzheimer Feldes bildet. Das heißt, die Iller nahm während der Rißeiszeit, im folgenden Interglazial und noch während der älteren Würmeiszeit ihren Weg durch das Rothtal. Das heutige untere Illertal war bis dahin ein autochthones, in der altdiluvialen Schotterplatte wurzelndes Tal. Erst später gelang der Durchbruch der Iller in dieses Tal. Der ehemalige Riedel (Kellmünz—Berkheim), der den autochthonen Vorläufer des heutigen unteren Illertales nach S abriegelte, mag wohl schon während der Anschüttung der HT-Schotter sehr erniedrigt worden sein, noch mehr wurde er aber in der folgenden älteren Würmeiszeit durch den ständigen Druck der sich hier vereinigenden Schmelzwässer des Rhein- und Illergletschers abgetragen (2, S. 10), so daß es dann nur noch einer geringen Tätigkeit der am Ende der Aufschüttungsperiode wieder wasserreichen Iller be-

durfte, um den Riedel völlig zu beseitigen. Da das Fellheimer Feld ebenso wie das ganze Rothtal (Weißenhorner Trockental) nicht mehr zertalt wurde, wird dieser Vorgang an das Ende der älteren Würmeiszeit zu setzen sein.

Ob an diesem Vorgang der Flußverlegung nur die durch kräftige Seitenerosion ausgezeichneten glazialen Schmelzwässer allein beteiligt waren, oder aber die Iller durch verstärktes Rückwärtseinschneiden des autochthonen Flusses angezapft wurde, mag dahingestellt bleiben. Nach den bisherigen Beobachtungen ist dem Vorgange der Anzapfung im Gebiet der Diluvialplatte nicht die Bedeutung beizumessen wie in Landschaften, deren Flüsse eine größere Wasserführung besitzen als unsere in dieser Beziehung kümmerlichen autochthonen Gewässer.

Die bewegte Tertiärlandschaft, die vor dem Abbruch des Kellmünzer Riedels liegt und sich bei Pleß noch dicht unter der Schotteroberfläche fortsetzt, sowie die an manchen Stellen überraschend hoch liegenden tertiären Oberkanten zwischen Erolzheim—Berkheim und Kirchdorf—Opfingen zeigen noch heute, daß hier ehedem Hochgelände war. Vielleicht ist auch die Tatsache, daß der von Treherz—Marstetten sich nach N ziehende Riedel gerade zwischen Berkheim und Erolzheim seiner altdiluvialen Schotterdecke beraubt ist, nicht zuletzt darauf zurückzuführen, daß hier etwa das Quellgebiet des damals das heutige untere Illertal benutzenden autochthonen Flusses lag. Der die Wasserscheide zur (Gutenzeller) Roth bildende Rücken hat seitdem nicht nur seine Schotterdecke verloren, sondern ist darüber hinaus ganz beträchtlich erniedrigt worden. Denn noch zur Riß-Eiszeit, während welcher der Rheingletscher westlich dieser Wasserscheide die Schotter des Laubach—Rothtales anschüttete, muß der heute etwa 600 m hohe Riedel um mehr als 20 m höher gewesen sein, da diese HT-Schotter nicht in das Illertal übertreten, sondern in einem großen Bogen sich nach NW wenden und durch das (Gutenzeller) Rothtal abwärts ziehen. Die schnelle Erniedrigung des Riedels wird ihren Grund darin haben, daß hier lange Zeit das Quellgebiet sowohl der (Gutenzeller) Roth als auch des Iller-Vorläufers lag. Beide näherten sich in einem spitzen Winkel (jene von NW, dieser von NE) und konnten den sie trennenden Rücken hier, wo sie sich am nächsten kamen, besonders schnell abtragen.

A. Penck war der Meinung, daß im oberschwäbischen Diluvialgebiet Talgabelungen und Talverflechtungen die Regel sind, und besonders der HT-Schotter häufig aus einem Tal in das andere übertritt (19, S. 55ff.). Diese Auffassung hat großen Anklang gefunden. So glaubt P. Zenetti (35, S. 126), daß von der Iller ein Ast der NT ins Rothtal zieht und die Iller sogar bis in das Günztal übergegriffen haben soll. F. Bayberger ist der Meinung, daß die „Ur-Iller" früher das Memminger Trockental und das Rothtal (Weißenhorner Trockental) benutzt hat, diesen alten Lauf aber vor und während der Rißvergletscherung aufgegeben habe (2, S. 9). K. Troll läßt wieder die alte Auffassung Zenettis aufleben, daß die NT der beiden Abflußrinnen des Illergletschers (Illertal und Memminger Trockental) sich unterhalb Memmingen zu einem 8 km breiten Schotterfeld (Erolzheimer- und Fellheimer Feld) vereinigen und sich danach wieder in die NT des unteren Illertales und die des Rothtales gabeln. Er glaubt, daß die Vereinigung nachträglich durch seitliche Abtragung eines sie trennenden Riedels vor sich gegangen sei (28, S. 216).

Die obigen Erörterungen dürften zur Genüge nachgewiesen haben, daß alle diese Auffassungen nicht zutreffen, vor allem aber von einer Flußgabelung der Iller, wie es Zenetti und Troll schildern, keine Rede sein kann. Es handelt sich, um es noch einmal zusammenfassend auszusprechen, um zwei selbständige Schotterfelder, die in zwei verschiedenen Phasen angeschüttet wurden. Die Aufschüttung der höheren Fellheimer Schotterflur ist einem älteren Vorstoß (WI) zuzuschreiben, die der tieferen Erolzheimer Schotterflur einem jüngeren Eisvorstoß (WII), der, wie die Schotterentwicklung im Vorland zwischen Riß und Lech zeigt, der größere gewesen zu sein scheint und dessen Schotterfelder in unmittelbarem Zusammenhang mit der letzten Aufschüttung im Donautal stehen. Diese wiederum konnten wir in den Tälern der Riß und Günz weiter verfolgen und mit den äußersten Jungendmoränenwällen in Verbindung treten sehen.

Wir wollen uns im folgenden bei der Benennung der einzelnen Würm-Phasen und ihrer entsprechenden Ablagerungen an die praktische Eberl'sche Nomenklatur halten (WI, WII usw.), da die Benennung nach einzelnen, oft unbekannten Lokalitäten unbequem ist und im allgemeinen auch wenig Anklang gefunden hat.

Viertes Kapitel

Die jungeiszeitlichen Schotter des Memminger Tales.

(Topographische Karte 1:25000 von Bayern, Bl. 703, 726, 750, 774. Topogr. Karte 1:25000 von Württ., Bl. 159.)

Die großen Schotterfelder zwischen Memmingen und Kellmünz sind durch die Vereinigung mehrerer Abflußrinnen entstanden. In diesen wollen wir die beiden Anschüttungen, die wir im letzten Kapitel einer genaueren Betrachtung unterzogen hatten, weiter aufwärts verfolgen und untersuchen, ob sie die gleiche Verknüpfung mit Moränen besitzen wie in den anderen Abflußrinnen des Arbeitsgebietes, das heißt, ob auch hier sich die tiefere Hauptniederterrasse mit den äußersten Jungendmoränen verzahnt. Von den Teilrinnen, aus denen sich das Iller- und Rothtal zusammensetzt, zieht die westliche (Aitrachtal) zum Rheingletscher, die mittlere (Legau-Illertalrinne) zur westlichen Zunge und die östliche (Memmingertal) zur Hauptzunge des Illergletschers.

1. Das Alter der Schotter des Memminger Trockentales.

Zwischen Steinheim und Heimertingen wird das Fellheimer Feld durch das Memminger Trockental zerschnitten[22]), das an einem steilen Abfall zwischen Heimertingen und dem Sennhof (SW davon) über der Iller abbricht. Von hier bis Amendingen ist das Trockental etwa 1 km breit. Wo aber bei Memmingen die höhere WI-Terrasse auskeilt, wird es gegen S hin bald 2 km und oberhalb Woringen sogar über 3 km breit. In der Gegend von Memmingen liegt die Schotterplatte unter Sumpf-, Torf- und Almbildungen, erst bei Steinheim, kurz vor dem Abbruch über der Illertalaue steht der frische Schotter bis zur Oberfläche an. Im nördlichsten Teile des Memminger Trockentales hat sich die Memminger Ach, die das versumpfte Gebiet um Memmingen und Benningen entwässert, etwas eingeschnitten. Die Verhältnisse sind denen im Rothtal ganz ähnlich, wo die Roth die zahlreichen Riede entwässert und sich nur im untersten Teil in die Schotterflur eingetieft hat.

---

[22]) A. Penck und E. Brückner (19, S. 28). Siehe dort auch die Karte der Schotterfelder um Memmingen, wo erkenntlich ist, daß das Fellheimer Feld sich über das „Memminger Feld" (Memminger Trockental) erhebt.

Am bogenförmig verlaufenden Abfall zur Illertalaue hat das Memminger Trockental eine Höhe von 569/70 m. Die Schotterunterkante läßt sich durch die zahllosen Quellen, die geradezu linienhaft an der Grenze zum Tertiär mit großem Druck austreten, genau bestimmen. Der Schotter ist hier an seinem nördlichen Ende 7—10 m mächtig, die Unterkante liegt am Sennhof bei 563, bei Heimertingen bei 560 m. An einigen Stellen haben die Quellen den mergligen, tertiären Untergrund bloßgelegt. Das ausströmende Grundwasser wird in zahlreiche Fischweiher geleitet, die im Niveau des Illergrieses liegen, ein Zeichen, daß diese tiefste in die WII-Terrasse eingeschnittene Fläche schon aus dem Tertiär ausgeschnitten und nur von einer dünnen, sekundären Schotterdecke bedeckt ist. Die Iller selbst fließt 3—5 m im tertiären Untergrund. Auf der anderen Seite des Flusses hat die tiefere Hauptniederterrasse südlich Oberopfingen eine Höhe von 570 m, die Grenze zum Tertiär liegt bei etwa 558 m. Man sieht, daß die beiden Anschüttungen zusammengehören, die WII-Terrasse setzt sich nicht nur im Illertal aufwärts fort, auch im Memminger Tal erscheint eine jungeiszeitliche Ablagerung, die sich als die direkte Fortsetzung des Erolzheimer Feldes herausstellt. Nur hat die Iller heute den ehemaligen Zusammenhang unterbrochen.

Lediglich zwei sehr schmale Terrassenstreifen ziehen sich aus dem Memminger Tal ins Illertal, der eine lehnt sich abwärts Heimertingen bis vor Fellheim an das höhere WI-Feld, der andere erstreckt sich vom Sennhof Illeraufwärts bis zur Sägemühle von Egelsee. Nördlich Mauthaus—Egelsee (an der Illerbrücke) werden die Lageverhältnisse noch einmal klar. Abbildung 4.

Das WI-Feld liegt hier (westlich Steinheim) 582 m hoch, die tiefere schmale Terrassenleiste 572 m in gleicher Höhe wie das Erolzheimer Feld auf der gegenüberliegenden Seite der Iller und das Memminger Trockental auf der anderen Seite des WI-Feldes. Das Illergries als tiefste Erosionsstufe des Erolzheimer Feldes liegt in 565—67 m. Wir stehen hier an der einzigen Stelle, wo die beiden bisher festgestellten würmeiszeitlichen Anschüttungen nebeneinander erscheinen und zwischen ihnen noch ein schmaler Streifen des tertiären Untergrundes ausbeißen kann. Interessant ist dabei die stockwerkartige Anlage der Quellhorizonte. Zwischen dem WI-Feld und der tieferen WII-Terrasse strömt das Grundwasser in ganzen Quellinien aus (Naß-

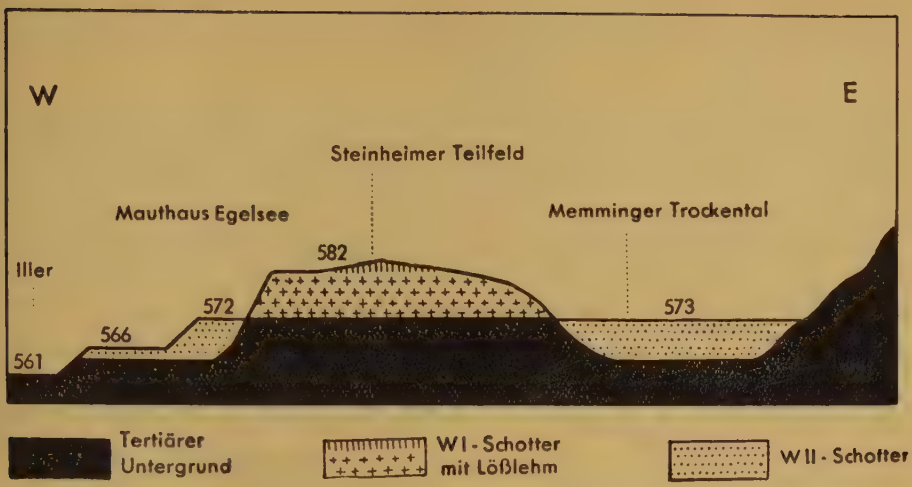

Abb. 4. Querprofil durch das Iller- und Memmingertal.

felder). Ein schmaler, aber auffallend stark versumpfter Wiesenstreifen lenkt den Blick sofort auf diese Erscheinung. Bei Regenfällen ist der von der Egelseer Brücke nach dem Sennhof auf dem schmalen WII-Terrassenbord verlaufende Weg infolge des außerordentlich starken Wasseraustrittes an der Sohle des WI-Schotter häufig ungangbar. Gewöhnlich versickert aber das Wasser im Schotter der Terrassenleiste und tritt erst wieder am Abfall zum Illergries bei etwa 565—67 m aus. Es ist der gleiche Quellhorizont, den wir schon am Abbruch des Memminger Trockentales zwischen dem Sennhof und Heimertingen feststellen konnten und der die Unterkante des WII-Schotters angibt. Das Ausbeißen des tertiären Untergrundes zwischen den beiden Würmterrassen kann deswegen nur auf einer kurzen Strecke beobachtet werden, weil nach abwärts zu die Schotterstränge näher zusammentreten (der Höhenabstand beträgt, wie wir schon vorher feststellten, an der Donau nur noch 5 m), nach aufwärts zu aber die Terrassenüberschneidung beginnt, das heißt, der tiefere Schotter sich nun langsam über den höheren heraushebt. Daher müssen auch weiter oberhalb Tertiärausbisse fehlen.

Wie beim Erolzheimer Feld, so kommt auch bei der ihr altersgleichen Anschüttung im Memminger Trockental eine Lößdecke nicht vor, ebenso hält sich die Mächtigkeit der Verwitterungs-

decke in den gleichen Grenzen wie dort, auch der Erhaltungszustand des Schotters ist derselbe.

Wie schon erwähnt wurde, ist die zwischen Heimertingen und Memmingen besonders schmal entwickelte Abflußrinne des Memminger Trockentales in der Gegend von Memmingen vermoort und versumpft. Im Zusammenhang damit sind in der Literatur die Kalktuffe von Memmingen („Memminger Alm") bekannt geworden.[23]) Südlich Benningen-Dickenreis (Wirtshaus) hebt sich der Schotter allmählich heraus. Bis Woringen besitzt die Aufschüttung von ihrem Abfall zur Illertalaue aus gerechnet ein Oberflächengefälle von 4—5‰. Es ist also gegenüber dem des Erolzheimer Feldes, das ein solches von 3,3‰ hatte, und dem unteren Teile des Trockentales, das 3,5—4‰ Gefälle besitzt, noch weiter angestiegen. Südlich Woringen wird der Anstieg ganz ansehnlich, er beträgt in der „Zeller Einöde" fast 10‰. Ein solcher Gefällswert findet sich meist nur bei Übergangskegeln und in der Tat erblicken wir schon im Hintergrund die bewaldeten Kuppen der Jungendmoränen, die das Trockental nach S gegen das tiefer liegende Becken des ehemaligen Illergletschers abschließen. Bei den Weilern Egg und Streifen liegt der Übergangskegel 700 m hoch, er ist hier und schon ab Niederdorf durch eine schmale Erosionsrinne in zwei Hälften zerteilt, die westliche verzahnt sich beim Weiler Ziegelberg, die östliche beim Weiler Schwenden mit den äußersten Jungendmoränen (19, S. 34ff.).

Da der zweite Teil der Arbeit sich mit den Moränengebieten befassen wird, so wollen wir vorerst hier unsere Untersuchung beenden. Es genügt festzustellen, daß der von der WII-Terrasse des Illertales sich abspaltende Schotterstrang des Memminger Trockentales durch einen schönen Übergangskegel mit den am weitesten vorgeschobenen Jungendmoränen verknüpft ist. Der aus drei Einzelwällen bestehende, von der Hauptzunge des Illergletschers abgelagerte Moränenkomplex um Ziegelberg gehört demnach der jüngeren Würmeiszeit (WII) an.

Hier ist auch das Verhältnis der beiden würmeiszeitlichen Anschüttungen gut zu erkennen. Da sich die jüngere mit den am weitesten vorgeschobenen Moränen verknüpft, wurde der Zusam-

[23]) H. Gams und R. Nordhagen, 1923. Dort auch weitere Literatur.

menhang der älteren Anschüttung mit ihren entsprechenden Endmoränen zerstört, sie setzt erst weiter draußen ein, erweist sich hier aber als völlig selbständige Bildung. Ein Blick auf die Längsprofile der beiden im Memminger Gebiet auftretenden würmeiszeitlichen Anschüttungen mag dies noch einmal beleuchten (siehe Abb. 9). Selbst wenn andere Beweise nicht erbracht werden könnten, würden sie die Selbständigkeit der beiden Terrassen erweisen, vor allem aber das eine zur Genüge klarlegen, daß das Memminger Trockental keine Erosionsfläche darstellt. Eine Erosionsfläche hat an jeder Stelle ein geringeres Gefälle als das Hauptniveau, ihr Abstand von diesem ist an der oberen Erosionsbasis (dem jeweiligen Gletscherrand) am größten, talabwärts wird er geringer, da die Erosionsfläche früher oder später einmal auf dem Hauptniveau auslaufen muß. In unserem Falle setzt die WI-Terrasse bei Memmingen nur 5 m über der WII-Anschüttung des Memminger Trockentales ein. Bei Steinheim beträgt der Abstand schon 10 m und wird so groß, daß — wie oben geschildert wurde — zwischen beiden Anschüttungen noch Tertiär ausbeißen kann. Man sieht, das tiefere Niveau des Memminger Trockentales kann keine Erosionsstufe der höheren (WI) Terrasse darstellen. Es liegt vielmehr eine typische Terrassenüberschneidung vor. Von Memmingen abwärts hebt sich die ältere WI-Terrasse heraus und die jüngere WII-Anschüttung baut sich unter sie ein. Das Austreten der älteren WI-Schotter aus den jüngeren WII-Schottern kann aber nicht mehr beobachtet werden, da die WI-Terrasse heute erst etwas weiter unterhalb der ehemaligen Überschneidungsstelle einsetzt.

2. Die Gerölluntersuchung.

Eine weitere Bestätigung der Zusammengehörigkeit und Gleichaltrigkeit des Erolzheimer Feldes mit dem Schotterstrang des Memminger Trockentales liefert die Gerölluntersuchung. Es ist eine bekannte Tatsache, daß der Illergletscher ein anderes Geschiebematerial herbeiführte als der Rheingletscher und die Schotterfelder, an deren Aufbau die Schmelzwässer des letzteren beteiligt waren, eine leicht erkenntliche andere Geröllzusammensetzung aufweisen (19, S. 30). Die Schotterplatte des Memminger Trockentales ist in einer Kiesgrube südlich Heimertingen auf-

geschlossen.[24]) Es ist ein frischer, heller und nur wenig verwitterter Schotter, der hier ansteht, die Gerölle sind von mittlerer Größe und zumeist kalkalpiner Herkunft, daneben finden sich Flyschgerölle, Molassesandsteine, Verrukanokonglomerate und Buntsandsteine sowie Hornsteine und Quarzite. Zentralalpine Gerölle fehlen fast ganz, man muß schon sehr lange suchen, um einen Gneis oder Glimmerschiefer zu finden. Es ist das die Geröllzusammensetzung wie sie in fast allen Schottern der Abflußrinnen des Iller-Lechgletschers vorherrscht und sich sofort von den durch den Rheingletscher angeschütteten Geröllfeldern unterscheidet. Letztere heben sich einmal durch ihren beträchtlichen Anteil zentralalpiner Gerölle, der in Moränennähe bis zu 20 und 30 % betragen kann, zum anderen durch den weit größeren Artenreichtum von den anderen ab. In folgender Tabelle sind Geröllzählungen aus mehreren Aufschlüssen niedergelegt, speziell das Verhältnis der kalkalpinen zu den zentralalpinen Geröllen festgehalten, auf das es uns hier in erster Linie ankommt. Wie in den vorhergehenden Aufschlüssen wurden auch hier jeweils 300—400 Gerölle durchgezählt. Der besseren Übersicht wegen ist hier die Zahl der zentralalpinen Gerölle angegeben, die auf 100 kalkalpine entfallen.

westl. Seite des WII-Feldes		östl. Seite des WII-Feldes	
1. Kiesgrube Untermukken	100:19	1. Rudeshof, westl. Egelsee	100:20
2. Kieswerk Aitrach	100:29	2. Ober-Opfingen	100:18
3. Thannheim	100:27	3. Unter-Opfingen	100:13
4. Berkheim	100:26	4. Kirchdorf	100:15
5. Erolzheim	100:26	5. Ober-Dettingen	100:23

In den Aufschlüssen des Memminger Trockentales ist das Verhältnis folgendes:

1. Kiesgrube nordwestlich Wolfertschwenden	100 : 2
2. Kiesgrube Woringen	100 : 2
3. Kiesgrube südlich Heimertingen	100 : 3

Die Geröllzählungen bestätigen alle auf stratigraphischem und morphologischem Wege gefundenen Ergebnisse. Bei Aitrach erklärt sich der große Anteil des Zentralalpins durch den Zustrom vom Rheingletscher über die Leutkirch-Aitracher Abflußrinne. Bei Untermukken ist der Anteil geringer, der Aufschluß liegt zwar weiter aufwärts, aber am östlichen Ufer der genannten

[24]) Rechts der Straße nach Memmingen, hinter der Wassermühle.

Rinne, wo sich schon der Einfluß der kalkalpinen Schotter des Illergletschers bemerkbar macht, die sich hier mit denen des Rheingletschers mischten. Thannheim, Berkheim und Erolzheim, am linken Rand des Erolzheimer Feldes gelegen, zeigen einen konstanten Anteil der zentralalpinen Gerölle. Größeren Veränderungen unterliegt dagegen die Geröllzusammensetzung in den Aufschlüssen am rechten Rand des Erolzheimer Feldes. In den Kiesgruben beim Rudeshof und bei Oberopfingen ist das Verhältnis noch normal, bei Unteropfingen und Kirchdorf aber beträgt der Anteil der zentralalpinen Gerölle plötzlich nur noch 13 und 15 auf 100 kalkalpine. Bei Berkheim und Erolzheim ist der zentralalpine Anteil in der gleichen Schotterflur nur 3 km weiter westlich an ihrem linken Rand, fast doppelt so groß. Bei Oberdettingen wird das Mengenverhältnis wieder normal.

Das Verhältnis der beiden Hauptgeröllkomponenten bleibt in der ganzen WII-Anschüttung konstant außer zwischen Oberopfingen und Kirchdorf, wo eine plötzliche Abnahme des zentralalpinen und damit im Zusammenhang eine Zunahme des kalkalpinen Anteils zu verzeichnen ist, was im letzten Kapitel schon kurz angedeutet wurde. Ein Blick auf die Karte zeigt nun, daß Unter- und Oberopfingen genau gegenüber dem Abbruch des WII-Schotterstranges des Memminger Trockentales liegen. Die Zusammenhänge werden somit klar: Zwischen Heimertingen und dem Sennhof einerseits und Ober- und Unteropfingen andererseits wurden die Schotter des Memminger Tales in die große Illertal-Rinne geschüttet. Hier mischten sich die fast rein kalkalpinen Schotter der Hauptzunge des Illergletschers mit denen der westlichen Zunge, die durch den ansehnlichen Zustrom vom Rheingletscher her eine starke zentralalpine Komponente mit sich führten. Noch heute zeigt uns die Geröllzusammensetzung, wo der Zusammenfluß vor sich gegangen ist. Abwärts der letztgenannten Ortschaften macht sich in der rechten Hälfte der WII-Aufschüttung noch eine Strecke hin das kalkalpine Element der Memminger Abflußrinne bemerkbar, während die linke Hälfte des Erolzheimer Feldes (Berkheim—Erolzheim) davon unberührt bleibt. Nördlich Kirchdorf ist die Vermischung beider Schotter soweit fortgeschritten, daß die Geröllzusammensetzung wieder überall die gleiche ist und auch weiter abwärts keine wesentlichen plötzlichen Veränderungen erfährt.

3. B. Eberl's drittes Würmstadium.

Die Existenz der beiden bisher festgestellten Würmstadien und die gegenseitigen Beziehungen ihrer Ablagerungen hat B. Eberl richtig erkannt. Allerdings konnte ihm der am Beispiel des dazu nicht besonders geeigneten Kaufbeurener Profils vorgenommene Nachweis im einzelnen nicht vollständig gelingen. Wie aus der seinem Werke beigegebenen Übersichtskarte hervorgeht, läßt er an der Hauptzunge des Illergletschers demgemäß auch die Schotter der WII-Terrasse an den äußersten Jungendmoränen wurzeln. Die Ausbildung der den WII-Übergangskegel zerschneidenden Erosionsrinne schreibt er einen WIII-Vorstoß zu. Die WII-Schotter sollen westlich der Erosionsrinne 6 km und östlich von ihr 4 km nördlich der Jungendmoränen an der Straße Wolfertschwenden—Woringen auskeilen. WIII-Schotter erfüllen nördlich der Straße das ganze Memminger Trockental, während die WII-Schotter nicht mehr erscheinen. Aus der Beschreibung der Würmmoränen und Niederterrassen (5, S. 226ff.) ist leider nicht mehr herauszulesen als die Übersichtskarte ohnehin schon anzeigt. Eberl schreibt dort, daß „die tiefer eingeschnittene Terrasse, auf welcher der Bahnhof Grönenbach liegt, den WII- und WI-Moränenkranz durchbricht und durch die Schmelzwasser der zurückliegenden WIII-Stufe angeschüttet ist", und etwas weiter, daß „ihre Ablaufrinne (WIII) nicht nur die beiden älteren Randlagen durchschneidet, sondern sich auch in deren Schotterfelder einschachtelt, um die tiefste Stufe der Niederterrasse im Memminger Trockental anzuschütten".

Die Verhältnisse liegen hier aber anders. Die Auffassung, daß die WII-Schotter an der Straße Wolfertschwenden-Woringen enden, und von dort ab der Schotterstrang des Memminger Trokkentales von WIII-Schottern gebildet wird, ist schon rein morphologisch nicht haltbar. Ohne einen Knick geht hier die äußerste Jungendmoräne in den Übergangskegel und dieser in den Schotterstrang des Trockentales über, der seinerseits an der Iller abbricht und sich hier als gleichaltrig mit der WII-Aufschüttung im Illertal (Erolzheimer Feld) erweist. Lediglich auf der rechten, oberen Hälfte wurde die WII-Schotterflur des Trockentales von einem kleinen und wenig mächtigen Schotterkegel überlagert, der durch die erwähnte Erosionsrinne angeschüttet wurde. Die Erosionsrinne führt, wie auch Eberl schon beschrieb, zur

Moränenrandlage von Käsers, die weder größere Höhen erreicht, noch sich auf längere Strecken verfolgen läßt. Oft fehlen Moränenstände völlig und der Verlauf des Eisrandes wird durch Randterrassen, Toteisbildungen oder nur durch die höchsten Stellen der Erosionsrinnen angedeutet. Es sind das alles Erscheinungen, wie sie nur für einen Eisrückzug typisch sind. Daß dieses Stadium von keiner größeren Bedeutung ist, sagt B. Eberl, der selbst richtig beobachtet hat, daß „dessen Moränenentwicklung ein sehr erhebliches Ausmaß in der Breitendimension einnimmt, welches sich durch die Schwankungen des Eisrandes erklärt. Die Massenentwicklung der Moränen ist aber nicht gerade bedeutend, nur an einigen Stellen kommt es zu mächtigen Anhäufungen" (5, S. 240). Neben diese wenig mächtige und für den Eisrückzug charakteristische Moränenausbildung tritt als weiteres Merkmal die ebenso geringe Geröllschüttung. Der auf dem Rückzuge befindliche Gletscher konnte kein größeres Schotterfeld mehr ausbilden, geschweige einen eigenen Schotterstrang zur Donau hin entsenden, wie es beim WI-Vorstoß im Rothtal und beim WII-Vorstoß im Memminger Trockental und im Illertal der Fall war. Von dem Gletscher der Rückzugsrandlage von Käsers (Eberl's WIII-Stadium) wurde das Schorenmoos verschottert, und die wenigen Schotter, die mit den Schmelzwässern durch die schmalen Pforten beim Weiler Kraiberg und „Im Sauerach" (nördlich davon) ins Schottervorland gelangten, konnten gerade den erwähnten flachen Schotterkegel aufbauen, der sich über die rechte Seite des Trockentales ausbreitet, nach 4—5 km aber schon ganz ausgedünnt ist. Erschwert wurde das Austreten dieser Schotter aus dem Schotterfang des Schorenmooses durch das geringe Gefälle der Erosionsrinne, das im Durchbruch durch die Jungendmoränen 4—5‰ beträgt. Wo die Rinne nach 6 km endet, hat der zugehörige Schotterkegel eine Gefälle von 10‰! Es ist genau so groß wie das des WII-Übergangskegels, wie wir es bei dem von der späteren Überschüttung unberührt gebliebenen westlichen Teil („Zeller Einöde") feststellten. Der große Gefällsknick zeigt einwandfrei, daß es sich um keine neue, selbständige Aufschotterung, sondern nur um eine geringe Überschüttung des WII-Feldes handelt, die nicht einmal das WII-Hauptniveau wesentlich zu verändern vermochte.

Der an der östlichen Seite des Memminger Trockentales auftretende höhere Geländestreifen zwischen Herbishofen, Benningen

und Memmingerberg (615—605 m) gehört nicht mehr dem Schotterkegel an, der schon westlich Hetzlinshofen ausgelaufen ist. Wir haben es hier mit dem Rest einer älteren Anschüttung zu tun, wie der lehmige Untergrund bei den genannten Ortschaften bezeugt, während die WII-Schotter und erst recht die noch jüngeren des flachen Schotterkegels nur mit einer geringen Verwitterungsdecke bis an die Oberfläche anstehen.[25])

Bei seinen „WIII-Terrassen" beobachtet auch B. Eberl nur eine sehr schmächtige Entwicklung. Ebenso ist nach ihm die Schotteranschüttung und die Seitenerosion während dieser letzten Vorstoßphase gering, was er damit begründet, daß für die Anschüttung der WIII-Schotter nur sehr eingeengte Rinnen zur Verfügung standen. Die Tiefenerosion soll aber das normale Ausmaß besitzen (5, S. 240). Was das letzte anbetrifft, so ist mit einer längeren Erosionsperiode (wie sie zwischen WI und WII vorhanden war) nach Ablagerung der großen WII-Schotterfluren (Memminger Trockental, Erolzheimer Feld, Illertal-NT) und vor der Eisrandlage von Käsers (Eberl's WIII) nicht zu rechnen. Überall ist die Aufschüttungssohle der WII-Verschotterung die tiefste aller glazialen Anschüttungen. Eine weitere, die einer WIII-Phase entsprechen müßte, ist nirgends vorhanden. Dies gilt für das Memminger Trockental ebenso wie für die beiden anderen mit dem Iller-Flußsystem zusammenhängenden Ablaufrinnen (Iller—Legauer und Leutkirch-Aitracher). Aber auch die nach der östlichen Hälfte der Riß-Lechplatte ausgedehnten diesbezüglichen Untersuchungen führten zu der Feststellung, daß nach Ablagerung des am weitesten nach Norden vorgeschobenen WII-Jungmoränenkranzes und ihrer Schotterfelder mit keinem neuen Gletschervorstoß mehr zu rechnen ist. Selbst die eigenen Beobachtungen B. Eberl's über die jungeiszeitlichen Ablagerungen des Iller-Lechgebietes lassen an seiner Auslegung zweifeln, wonach seine WIII-Stufe noch durchaus den Charakter einer bedeutenden fluvioglazialen Anschüttung trägt (5, S. 237).

Demgegenüber gewinnt die Auffassung, daß es sich bei diesem Eberl'schen WIII-Komplex um die Ablagerung eines längeren Halts auf dem Eisrückzuge handelt, weit mehr an Wahrschein-

[25]) Im Gegensatz zu K. Troll (28, S. 221), der den Schotterkegel bis Memmingerberg verlaufen läßt. Allein schon daß ein Schwemmkegel so weit talab nur einseitig ausgebildet sein soll, erscheint nicht denkbar.

lichkeit. Die Bedenken, die R. v. Klebelsberg bei der Besprechung des Eberl'schen Werkes in die Frage zusammenfaßte, „ob wohl durchgehendst mit ausreichender Sicherheit festgestellt ist, daß es sich wirklich immer um Akkumulations- und nicht in vielen Fällen nur um Erosionsterrassen handelt", wurden mit Recht geäußert (11, S. 357). Wenn B. Eberl bei der Frage nach der Existenz von weiteren Würmstadien diese verneint mit der Begründung, daß ihnen „etwas Wesentliches, die Ausbildung einer eigenen Terrasse fehlen" soll (5, S. 242), so trifft dies auch schon für sein drittes Würmstadium zu.

Wenn bisher diesem Glazialkomplex eine größere Bedeutung zugesprochen wurde, so liegt dies daran, daß seine Schotter — wenn auch in sehr geringer Mächtigkeit — in den meisten Abflußrinnen als letzte noch das Vorland erreichen. Dies ist aber nicht die Folge eines neuen Eisvorstoßes, wie es B. Eberl glaubt, oder einer bedeutenderen Stillstandsphase beim Eisrückzuge, sondern hat seinen Grund einzig darin, daß es der erste Halt auf dem Eisrückzuge war und dieser in nicht allzu großer Entfernung vom WII-Höchststande stattfand. Das heißt, der Gletscher nahm an seinem Abschmelzrand noch eine solche Höhenlage ein und er war von den äußersten Jungendmoränenwällen gerade noch soweit entfernt, daß seine Schmelzwässer die letzteren zerschneiden und in das Schottervorland gelangen konnten. Schon ein kleiner weiterer Rückzug von diesem Stand genügte in den meisten Fällen, um den Gletscher in eine derart tiefe Lage zu bringen, daß die Schmelzwässer die nun zu hoch liegenden Rinnen nicht mehr benutzen konnten. Sie mußten ihren Lauf am Eisrand entlang bis zu den wenigen großen Schmelzwasserströmen (Iller, Wertach, Lech) nehmen, die mit ihren großen Wassermassen eher in der Lage waren, die Endmoränenwälle zu durchbrechen. Am schönsten treten diese randlichen Abflußrinnen im Gebiet des jungdiluvialen Rheingletschers auf, wo die beim Eisrückzuge wieder nach dem Bodensee gerichtete Entwässerung ein peripheres, von E nach W verlaufendes Abflußsystem ausbildete, das die Umrisse des Gletschers bei jedem Eisstand getreu nachzeichnet.

Nach dieser Klarstellung erscheint es nicht mehr angängig, diesem als Rückzugsbildung erkannten Komplex die gleiche Bezeichnung (WIII) zu geben, wie wir sie in Anlehnung an B. Eberl den beiden durch zwei einwandfreie Gletschervorstöße (WI und

WII) gekennzeichneten würmeiszeitlichen Aufschüttungsperioden zulegten. Wir vermögen im oberschwäbischen Diluvialgebiet nur diese beiden Würm-Phasen zu erkennen, die wir auch weiterhin als WI und WII bezeichnen wollen. Die Terrassen der WI-Phase setzen erst im Schottervorland ein, ihr Zusammenhang mit den Moränen ist durch den folgenden, weiter nach N reichenden WII-Vorstoß zerstört. Dagegen sind die WII-Ablagerungen überall aufs beste erhalten, ihr Zusammenhang leicht festzustellen und ihre „glaziale Serie" am schönsten entwickelt. Alle folgenden, jüngeren Ablagerungen gehören dem Eisrückzuge des WII-Gletschers an und sind sowohl als landschaftsbildender Faktor als auch für die Stratigraphie der Schotterlandschaft und damit im Zusammenhang für die Diluvialgliederung von untergeordneter Bedeutung.

4. K. Troll's Niederterrassengliederung.

Ausgehend von seinen Beobachtungen auf der Münchener Schiefen Ebene, wo er eine Zone der zertalten NT, eine solche der jungen Schwemmkegel und daran anschließend eine Zone der großen Quellmoore unterscheidet, verfolgt K. Troll diese Gliederung über das ganze Alpenvorland und will diese Serie überall in der gleichen Ausbildung und vor allem im gleichen ursächlichen Zusammenhang antreffen (28, S. 164ff.). Da er in seiner Arbeit über „Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der deutschen Alpen" diese Erscheinung als Gesetzmäßigkeit erkannt und nachgewiesen zu haben glaubt, erhebt er diese Schottergliederung zum allgemeingültigen Prinzip (28, S. 164 und S. 236).

Wir werden allein schon deswegen näher darauf einzugehen haben, ganz abgesehen davon, daß Troll den jungglazialen Schotterfluren der Iller-Lechplatte ein eigenes Kapitel widmet, das zwar grundsätzlich das gleiche bringt wie die Ausführungen des ersten Abschnittes über die Münchener Ebene, für uns aber den Ansatzpunkt für die Auseinandersetzung mit den Troll'schen Auffassungen darstellt. In diesem Kapitel interessieren uns seine Ausführungen über das „Memminger Feld" und das „Illerfeld", wo Troll „unverwischter als an allen bisherigen Beispielen der Iller-Lechplatte" seine NT-Serie vorfindet (28, S. 221).

Die Erosionsrinne, welche die WII-Moränen und ihren Übergangskegel zerschneidet und in den flachen Schotterkegel im oberen Memminger Trockental übergeht, hat er richtig als korrelate Bildungen des ersten Rückzugsstandes erkannt. Nur handelt es sich um den Rückzug des jüngeren Würmgletschers, während Troll nur eine Würmvereisung mit einem Eishöchststand kennt. Alle weiteren Ausführungen entsprechen aber nicht den tatsächlichen Verhältnissen. Wenn er z. B. schreibt, daß die NT an der Iller, unterhalb der Aitrachmündung ein auf beiden Illerufern um 16 m über dem Fluß gelegenes Schotterfeld bilden, das sich bei Kellmünz gabelt (28, S. 216 und S. 222), so trifft dies keineswegs zu. Denn die Terrasse rechts der Iller liegt 10 m höher als die links des Flusses. Von einer Gabelung kann schon deswegen keine Rede sein, was auch im letzten Kapitel ausführlich dargelegt wurde. Weiter schreibt K. Troll: „In beiden Tälern tritt dort, wo die letzten flachen Illerterrassen verschwinden und mit ihnen sich der Grundwasserspiegel an die Oberfläche hebt, Quellen zutage, die besonders im Rothtal mit seiner schlechteren natürlichen Drainierung ausgedehnte Moore verursachen" (28, S. 222). Die kleine Karte über die Jungschotterfelder der Iller-Lechplatte (28, S. 225) bezeichnet uns genauer, wo Troll die jüngeren Aufschwemmungen enden und die Vermoorung beginnen läßt. Es wäre dies im Illertal etwa bei Kirchberg—Kellmünz, dort wo der Fluß von der östlichen Seite des Tales nach der westlichen hinüberzieht. Sowohl die NT rechts der Iller (Kellmünz—Untereichen—Illertissen) als auch die links des Flusses (Kirchberg—Oberbalzheim—Dietenheim) weist nirgends Quellmoore auf. Lediglich westlich Dietenheim und westlich Sinningen ist die NT dicht am Abfall der linken Talwand etwas versumpft. Bei längeren Regenfällen ist dies aber am ganzen linken Rand des Erolzheimer Feldes zu beobachten, wenn das Grundwasser aus den die westlichen Höhen bedeckenden altdiluvialen Schottern in einem einzigen langen Quellhorizont austritt und die darunter liegende NT überschwemmt. Das kleine Ried westlich Dietenheim hat dazu noch eine lokale Ursache: Hier endigt in der „Hohen Halde" und beim Neuhauserhof der altdiluviale Schotterstrang, der sich mit einer Unterbrechung zwischen Berkheim und Erolzheim von Marstetten bis hierher verfolgen läßt, wo sein Grundwasserstrom frontal austritt und die Versumpfung bei Dietenheim verursacht („Schal-

men", „Ried" und „Wacker"). Sonst tritt auf der Illertal-NT nirgends Vermoorung ein. Ebenso konnte nicht beobachtet werden, daß hier „die letzten flachen Illerterrassen verschwinden". Das nächste Kapitel wird sich mit dieser Frage der Erosionsterrassen der Iller eingehender befassen.

Die Vermoorung im Rothtal ist allerdings beträchtlich. Doch scheidet auch hier die Troll'sche Erklärung von der jüngeren Aufschüttung und der anschließenden Quellmoorbildung von vornherein aus. Erstens handelt es sich um eine selbständige höhere (WI-)Terrasse, die mit der unter ihr Niveau sich einbauenden und in ein anderes Tal ziehenden WII-Terrasse nichts zu tun hat. Zweitens erreichten die spätglazialen Schmelzwässer des WII-Rückzuges weder die Höhe der WII-Terrasse im Illertal, geschweige denn das um 10 m höhere Niveau des WI-Feldes im Rothtal, dessen obere Hälfte überhaupt von jeglicher Erosion verschont blieb. Troll aber läßt die „letzten flachen Illerterrassen" und die „jüngeren Aufschwemmungen" gleichmäßig über beide verschieden hohen und verschieden alten Terrassen sich erstrecken. Wenn die älteren bayrischen Karten zwar nicht die feine und genaue Ausführung der württembergischen besitzen, so geht doch so viel aus ihnen hervor, daß im ganzen Rothtal weder flach auslaufende Terrassen noch irgendwelche Schotterkegel vorhanden sind. Für letztere führt Troll allerdings ins Feld, daß sie kartographisch und auch stratigraphisch nicht in Erscheinung treten (28, S. 174).

Was aber sind die Gründe für die ausgedehnte Vermoorung im Rothtal? Zur Beantwortung dieser Frage muß die Tatsache noch einmal festgehalten werden, daß das Tal sogleich nach der WI-Verschüttung von der Iller verlassen wurde, da keine nachträgliche Zertalung mehr erfolgte. Von Wichtigkeit aber ist der Umstand, daß der tief in die höhere Umgebung eingesenkte WI-Schotterstrang des Rothtales einen starken Grundwasserstrom enthält. Untersucht man daraufhin den Abfall des Fellheimer Feldes, so läßt sich von Buxheim bis zum Sennhof an der Sohle der WI-Schotter der schon beschriebene Quellhorizont schön verfolgen. Jenseits der WII-Rinne des Memminger Trockentales treten nördlich Heimertingen am Abfall der WI-Terrasse zur Iller noch einige Quellen auf, zwischen Fellheim und Pleß ist der Quellhorizont aber nicht mehr vorhanden, die Grenze zwischen tertiärem

Flinz und jungdiluvialen Schottern ist aber gut sichtbar. Der Grund für das Aussetzen des Quellhorizontes liegt auf der Hand. Während der Terrassenabfall von Buxheim bis Heimertingen die alte Talrichtung senkrecht quert, und der Grundwasserstrom hier in seiner ganzen Breite und Mächtigkeit austreten kann, schneidet der weitere Terrassenabfall (nördlich Heimertingen—Fellheim—Pleß) das alte Tal schräg zu seinem von SW nach NE gerichteten Verlauf. So allein wird das Fehlen des Quellhorizontes verständlich, denn der Grundwasserstrom zieht entsprechend dem Gefälle der Abflußrinne nach NE ins Rothtal ab. Betrachtet man weiterhin die Breite das Tales, so fällt auf, daß es bei Pleß—Boos 4 km, in der Höhe von Winterrieden sogar noch etwas breiter ist. Wo es bei Osterberg aus der NNE- in die NNW-Richtung umgeschwenkt ist, verschmälert es sich auf 1,5—2 km, um bei Buch — Illertissen wieder 3,5 km breit zu werden. Nördlich dieses zweiten Breitenmaximums (es entspricht dem im Illertal bei Illertissen—Dietenheim) wird das Tal erneut enger. Westlich Grafertshofen mißt es nur 2 km, abwärts Weißenhorn verbreitert es sich aber wieder bis auf 4 km. Das Rothtal hat also wie das Illertal im allgemeinen eine Breite von 3—4 km, nur an zwei Stellen ist es bis auf 1,5 bis 2 km eingeengt. Vergleicht man damit die Vermoorung, so werden die Zusammenhänge klar. Sie tritt jeweils in den Talweitungen auf, so bei Osterberg—Winterrieden und bei Illertissen—Buch. Das Grundwasser tritt hier lediglich infolge der weiter abwärts stattfindenden Profilverengung des Grundwasserträgers aus. Der in den Talverengungen an Breite und Mächtigkeit erheblich geringere Schotterkörper vermag den Grundwasserstrom nicht mehr zu fassen, es tritt daher oberhalb davon Stauung ein, das Grundwasser steigt über die Schotteroberfläche und die Folge ist die große Versumpfung und Vermoorung in den Talweitungen.

Die gleiche Erklärung wie für die Vermoorung im Rothtal führt Troll auch für das Memminger Trockental an. „An der Stirne dieses Kegels treten dann weiter in der ganzen Breite des Tales von Dickenreis über Benningen bis Memmingerberg in einheitlicher Front kräftige Quellen zutage, . . . die südlich und östlich Memmingen eine weite Versumpfung verursachen“ (28, S. 221). Daß die Entstehung des Benninger Rieds auf starkem Grundwasseraustritt beruht, ist klar, aber letzterer ist nicht, wie Troll

meint, an die Stirn des Schotterkegels gebunden, sondern er hat die gleiche Ursache wie der Grundwasseraustritt im Rothtal. Zunächst sei festgestellt, daß der Verlauf der von Troll angegebenen Quellinie (Dickenreis—Memmingerberg) sich nicht mit der Stirn des Schotterkegels deckt. Letzterer endet etwa in der Höhe von Hetzlinshofen, während — wie schon weiter oben gesagt wurde — die Terrasse, auf der Benningen und Memmingerberg liegen und an deren Abfall die meisten Quellen heraustreten, aus einer älteren Aufschüttung ausgeschnitten ist und mit dem Schotterkegel in keiner Beziehung steht.

Das Memminger Trockental hat von dem äußersten Jungendmoränenkranz bis oberhalb Memmingen eine Breite von 3 km. Die Begrenzung bildet zu beiden Seiten die steil abfallende HT, nur bei Woringen tritt von SSW ein altdiluvialer Riedel an das Tal heran, das dadurch an dieser Stelle eine Verengung auf 2 km erfährt. Von Memmingen ab nimmt gut zwei Drittel des Tales noch das höhere, von den Ortschaften Memmingen, Steinheim und Buxheim umsäumte WI-Feld (der südliche Teil des Fellheimer Feldes) ein, so daß für die tiefere WII-Abflußrinne (Memminger Trockental) nur wenig Raum bleibt und sie hier kaum 1 km breit ist. Die Folgen für die Grundwasserverhältnisse sind genau die gleichen wie im Rothtal (Weißenhorner Trockental). Abwärts Memmingen findet eine Profilverengung des Grundwasserträgers im horizontalen Sinne statt, der Grundwasserstrom wird gestaut und das Wasser muß an die Oberfläche treten. Dazu kommt die vertikale Profilverengung, da der Schotterstrang im engen Talstück zwischen Amendingen und dem Abbruch über der Illertalaue nur 7—10 m mächtig ist, während er 6—10 km weiter südlich, in Nähe der Jungendmoränen das mehrfache dieser Beträge mißt (19, S. 35) und hier daher eine größere Grundwasserkapazität besitzt. Hinzu treten noch die Grundwasserströme der bei Zell und Woringen abbrechenden mindel- und rißeiszeitlichen Schotterstränge, die sich mit dem des Memminger Trockentales vereinigen. Wo der Schotterstrang den Grundwasserstrom nicht mehr zu fassen vermag, tritt das Wasser an die Oberfläche. Die Quellaustritte liegen aber nun nicht, wie man etwa meinen könnte, in einer Höhenlinie angeordnet. Das wäre der Fall, wenn die Aufschüttungssohle überall im Memminger Trockental eine gleiche Höhe hätte. Da dies aber nicht der Fall

ist und daneben noch Reste von älteren Aufschüttungssohlen vorhanden sind (Grönenbach—Zeller HT, Terrasse von Benningen —Memmingerberg), fällt der Verlauf der Quellinie mit keiner Isohypse zusammen. So erklärt sich auch ihr Umbiegen bei Benningen in die S—N Richtung auf Memmingerberg zu.

Wo das Trockental sich nach dem Illertal öffnet und dabei breiter wird, damit also die Profilverengung aufhört, ist es sofort wieder unvermoort und der blanke Schotter steht bis zur Oberfläche an. Für den Grundwasserspiegel errechnet sich auf dieser Strecke von Steinheim—Amendingen, wo er noch über der Oberfläche liegt, bis Heimertingen—Sennhof, wo das Wasser an der Schottersohle austritt, ein Gefälle von 4—5‰. Entsprechend diesem großen Betrag tritt, wie schon zu Beginn des Kapitels beschrieben wurde, das Wasser mit großem Druck am ganzen Abfall des Memminger Trockentales als echter Grundwasserstrom aus.

Als Grundwasserträger funktionieren die Schotter des Schwemmkegels genau so wie die der übrigen WII-Schüttung.[26]) So wie zwischen beiden eine stratigraphische Trennung nicht möglich ist, kann, was die Grundwasserverhältnisse anbetrifft, auch darin kein Unterschied gemacht, noch von einem besonderen Quellhorizont gesprochen werden, der an die Stirn eines Schotterkegels gebunden sein soll, welcher stratigraphisch nie und morphologisch nur selten in Erscheinung tritt. Der Quellhorizont liegt nicht dort, wo der Schotterkegel endet, der absolut keine Grenze des Grundwasserträgers darstellt, sondern dort, wo die horizontale und in unserem Falle auch noch die vertikale Profilverengung das Wasser zum Austritt an die Oberfläche zwingt.

Zusammenfassend ist zu sagen, daß die Troll'schen Ausführungen über die „jüngeren Aufschwemmungen" und die „Quellmoorbildung" den tatsächlichen Verhältnissen nicht gerecht werden. In unserem Gebiet haben diese Erscheinungen andere Ursachen und Wirkungen. Es sollen aber die obigen nur für unser Gebiet zutreffenden Ergebnisse nicht auf andere jungglaziale Schotterfelder, insbesondere nicht auf die Münchener Schiefe Ebene, von

---

[26]) Wenn im Donautal, wie die betreffenden Ausführungen im ersten Kapitel gezeigt haben, in den Schotterkörpern der NT und der HT verschiedene Grundwasserströme auftreten, so ist dies allein durch die verschiedene Höhe der Aufschüttungssohlen bedingt, die sich auch noch dort bemerkbar macht, wo die HT- und NT-Schotter zusammentreten.

der Troll ausging, ausgedehnt werden. Nirgends ist eine Verallgemeinerung und Parallelisierung schlechter am Platz und doch schneller geschehen als in Diluvialfragen. Ob K. Troll's NT-Gliederung für die anderen Schotterfluren ebenso zutrifft, wie er sie auf der Münchener Schiefen Ebene richtig erkannt zu haben glaubt, wage ich ebenso nicht zu entscheiden. Auf jeden Fall aber ist das Endergebnis seiner Untersuchungen über „Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der Alpen", wonach es sich bei seiner NT-Gliederung um eine allgemeingültige, für alle Schotterfelder im gleichen Umfang zutreffende Erscheinung, also um eine Gesetzmäßigkeit handelt, unbedingt abzulehnen. Für unser Gebiet trifft sie nicht zu, so wenig wie seine Ansichten über die spätglaziale Zertalung, die im Folgenden noch zu besprechen sein wird. Die Vermoorung im Donaumoos und Dinkelscherbener Moos hat andere Ursachen als die im Donautal, andere Gründe wird man für die Vermoorung der rechten Nebentäler in Betracht ziehen. Dasselbe gilt für die jungglazialen Schotterfluren, die untereinander oft ganz beträchtliche Unterschiede in ihrer Form und Entstehung besitzen. Dabei wird es weit eingehenderer Untersuchungen und genauerer Beobachtungen bedürfen, um in jedem Einzelfalle die wirklichen Ursachen und Zusammenhänge richtig erkennen zu können, was natürlich eine längere Zeit beansprucht, als sie Troll zur Verfügung hatte. In unserem Gebiet erkannten wir die Profilverengungen des Grundwasserträgers als die eigentliche Ursache für die Quellaustritte und die anschließende Moorbildung auf den NT. Es wird zu untersuchen sein, ob dieser Ursache, die ja bei Stauungen, Überschwemmungen, Laufverlegungen usw. eine wichtige Rolle spielt, auch bei den anderen jungeiszeitlichen Schotterfluren eine größere Bedeutung zukommt. Dabei streite ich die Tatsache, daß der Quellhorizont hier und da mit dem Ende eines Schotterkegels zusammenfallen kann, nicht ab. Aber beide stehen in keinem ursächlichen Zusammenhang. Der Schotterkegel bewirkt nur eine letzte Erhöhung des Hauptanschüttungsniveaus, was zur Folge hat, daß der Grundwasseraustritt noch eine kurze Strecke verdeckt wird und erst weiter abwärts erfolgt.

Fünftes Kapitel

Die jungeiszeitlichen Schotter des mittleren Illertales und des Legauer Trockentales.

(Topographische Karte 1:25000 von Bayern, Bl. 749, 750, 773, 774. Topographische Karte von Württemberg, Bl. 166, 171, 178.)

Wir kommen nun zur Untersuchung der mittleren der drei großen Abflußrinnen des Iller- und östlichen Rheingletschers, der Illertalrinne, die bei Illerbeuren—Lautrach aus der Vereinigung zweier Talrinnen entsteht, dem eigentlichen Illertal und dem Legauer Trockental. Letzteres wiederum spaltet sich bei Legau in zwei Äste auf, so daß es insgesamt drei Ablaufrinnen sind, die an dem westlichen Teil des Illergletschers ansetzen.

Im Illertal sind die glazialen Anschüttungen durch die nachfolgende Erosion weitgehendst ausgeräumt, so daß hier eine einwandfreie Verbindung mit Endmoränen herzustellen nicht möglich ist, was aber beim Legauer Trockental gelingt. Dafür kann aber das Illertal mit einer prachtvollen Erosionsterrassenlandschaft aufwarten, die einer näheren Untersuchung wert ist.

1. Die WII-Anschüttung und ihre Verknüpfung mit den Endmoränen.

Die WI-Schotterflur des Fellheimer Feldes hat auch im Illertal nach S hin keine Fortsetzung. Die Iller hat zu gründliche Ausräumungsarbeit geleistet. Die WI-Terrasse endet bei Buxheim, während sie sich im Memminger Trockental noch ein Stück aufwärts bis Memmingen zieht. Die WII-Schotterflur des Erolzheimer Feldes setzt sich von Mooshausen bis Marstetten in einer schmalen Terrasse fort. Auf der anderen Seite des Flusses liegt im großen Illerbogen die von den Siedlungen Volkratshofen, Westerhart, Brunnen und Illerfeld umsäumte NT. Beide Terrassen stellen das Bindeglied vom Erolzheimer Feld zum Aitracher Feld dar. Im eigentlichen Illertal zeigen nur spärliche Terrassenreste den Verlauf der ehemaligen WII-Anschüttung an.

Talaufwärts trifft man im nächsten Illerbogen zwischen Fert-hofen und Kardorf eine schmale Terrassenleiste, die sich an das

Hitzenhofener HT-Feld anlehnt. Mit 610 m Höhe befindet sie sich aber noch unter dem Hauptniveau der WII-Anschüttung, das schon bei Aitrach—Ferthofen 610 m hoch lag, hier aber bei 615—17 m liegen müßte. Die WII-Terrassen bei Aitrach und Ferthofen haben zur Iller einen Abstand von 25 m, die Terrassenleiste, nur einen solchen von 16 m. Ihre Schotterunterkante reicht aber nicht unter die der ganzen WII-Anschüttung, oft liegt sie höher und kommt stellenweise der Oberfläche sehr nahe, was sich wohl aus der randlichen Lage erklärt. Es handelt sich also um eine aus dem WII-Niveau herausgeschnittene Erosionsterrasse. Das gleiche ist der Fall mit dem Terrassenrest zwischen Illerbeuren und Greuth, der zwar höher als der Kardorfer Terrassenstreifen, aber mit 625 m immer noch unter dem hier mit 630 m postuliertem WII-Hauptniveau liegt. Auch der Abstand zur Iller ist zu gering. Er beträgt 25 m. So groß war er schon 4 km abwärts bei Aitrach—Ferthofen. Die Schotterunterkante greift nicht unter die Aufschüttungssohle der WII-Verschotterung. Wo die in Form eines Dreiecks in das Illertal hineinspringende Erosionsterrase im Süden spitz zuläuft, erscheint ebenso an das Hitzenhofener HT-Feld angelehnt eine noch höhere, schmale Terrassenleiste, die sich als bewaldeter Streifen zwischen der unbewaldeten HT und der ebenso waldfreien Illertalaue gut heraushebt. Sie wird von der Straße Kronburg—Illerbeuren gequert. Ihre absolute Höhenlage beträgt 630/35 m, ihr Abstand von der Iller 30 m. Mit dem Aitrach—Ferthofener WII-Niveau läßt sie sich gut verbinden und erweist sich als ein Rest der WII-Anschüttung. Ihre Unterkante ist nicht aufgeschlossen, die Schottermächtigkeit beträgt aber über 20 m. Weiter aufwärts im Illertal stellt die Terrasse, die sich 3 km lang von Hackenbach nach Oberbinwang zieht, wiederum einen neuen Rest des WII-Niveaus dar. B. Eberl hat sie ebenso wie die auf der linken Seite der Iller liegende Steinbacher HT und das große Hitzenhofener Feld nördlich der Kronburg auf seiner Übersichtskarte als ältere HT (RI) bezeichnet. Nun liegt aber die Steinbacher HT bei Kaltbronn 690 m und bei Steinbach 670 m, die Hitzenhofener HT westlich Kronburg 660 m, während der von Eberl als rißeiszeitlich angesehene Terrassenstreifen bei Hakkenbach 640 m, also 30 m tiefer liegt. Noch erheblich größer ist der Abstand der Schottersohlen, der etwa 40 m beträgt. Es handelt sich auch nicht um eine RII- oder WI-Terrasse. Nach den Lage- und Gefällsverhältnissen haben wir es nur mit einem Rest

der letzten fluvioglazialen Aufschüttung zu tun (WII). Die Aufschlüsse am Terrassenabfall westlich der Ziegelei Hackenbach und Unterbinwang bestätigen diese Auffassung. In beiden ist frischer, blaugrauer, zum Teil sehr sandiger und lehmiger Schotter aufgeschlossen, der keinen Zweifel an seinem würmeiszeitlichen Alter läßt. Stellenweise wird er wie in der Ziegelei Hackenbach von herabgeschwemmter Molasse oder wie in der Kiesgrube von Unterbinwang von Denudationsschutt überdeckt und täuscht daher ein höheres Alter vor, als ihm tatsächlich zukommt. Oberhalb Oberbinwang setzt sich die Terrasse auf der anderen Seite der Iller in dem kleinen Schotterfeld fort, an dessen westlichem Rand der Weiler Graben liegt.[27]) Die Höhe beträgt 665—670 m, die Schottermächtigkeit schon über 30 m. Talaufwärts ist vom WII-Niveau nichts mehr erhalten. Bei den Weilern Ehrensberg und Holztheis läuft die Steinbacher HT spitz aus und die östliche Legauer Abflußrinne tritt hier wieder an das Illertal heran. Beide hatten einen gemeinsamen Übergangskegel, von dem aber nur der westliche ins Trockental hineinziehende Teil erhalten ist.

Diese drei beschriebenen Terrassenflächen sind die letzten Reste des WII-Niveaus der Illertalrinne. Sie lassen sich ohne Zwang mit den WII-Terrassen von Aitrach, Volksratshofen und Erolzheim und mit dem WII-Übergangskegel verbinden. Im Erolzheimer Feld betrug das Oberflächengefälle 3,3 bis 3,5‰, im Volkratshofener 4‰, von hier bis zum bewaldeten NT-Streifen zwischen Kronburg und Illerbeuren errechnet sich ein Gefälle von 4,5 bis 5‰. Das der Schotterunterkante ist geringer, da die Schottermächtigkeit erheblich zunimmt. Die Terrasse zwischen Hakkenbach und Oberbinwang hat ein Gefälle von 6‰, bis zum Schotterfeld beim Weiler Graben beträgt es 7‰, von hier aus bis zum Übergangskegel beim Weiler Benggen ergeben sich 9—10‰. Das gleichmäßig abnehmende, konkave fluvioglaziale Aufschüttungsprofil tritt sehr schön hervor, wenn auch die Schotter selbst zum größten Teil durch die Iller wieder ausgeräumt wurden.

Wo das Illertal bei Illerbeuren nach SE schwenkt, behält die alte Richtung das Legauer Trockental bei, das die höchste würmeis-

---

[27]) B. Eberl (Übersichtskarte) weist die Terrasse von Graben seinem WIII-Stadium zu.

zeitliche Abflußrinne unseres Gebietes darstellt (5, S. 19). Es bricht bei Lautrach steil über dem Illertal ab. Seine Schotter liegen hier 635 m hoch, für die WII-Anschüttung im Illertal errechnet sich eine Höhe von 630 m. Die Schmelzwässer der Legauer Abflußrinne dürften ihre Schotter dabei schwemmkegelartig in das Illertal geschüttet haben. Diese Erscheinung konnten wir überall dort, wo eine höhere Abflußrinne mit einer tieferen zusammentrifft, feststellen, und sie erklärt auch hier den Höhenunterschied zwischen den WII-Schottern in der Legauer- und in der Illertalrinne. Die hohe Lage des Legauer Trockentales und die oft sehr ansehnliche Mächtigkeit der Verwitterungsdecke (6 bis 9 dcm) berechtigen zur Frage, ob es sich hier nicht um eine altwürmeiszeitliche oder rißeiszeitliche Anschüttung handeln kann.[28]) Dagegen spricht jedoch die tiefe Lage der Aufschüttungsbasis, die mit der WII-Anschüttung des Illertales vollkommen übereinstimmt. Am Abfall zur Illertalaue läßt sie sich östlich der Lautracher Eisenbahnbrücke bei 615 m fassen, nach W gegen die Mitte des Legauer Tales hin senkt sie sich noch auf 610 m. In gleicher Höhe liegt auch die Unterkante der WII-Verschotterung der Illertalrinne bei Illerbeuren.

Bis Legau hat das Trockental ein Oberflächengefälle von 7‰, das des WII-Niveaus in der Illertalrinne auf der gleichen Höhe beträgt 6‰. Oberhalb Legau teilt sich das Tal, eine westliche Rinne zieht über Landholz, Weitenau nach Kimratshofen, biegt hier nach E um, umschüttet eine ältere Terrasse und bricht bei Günterstal über den Ottenstaller Bach (Rohrachbach) in 760 m Höhe ab. Ihr Gefälle beträgt 10—12‰, ist also entsprechend der hohen Lage der Abflußrinne außerordentlich groß. Das östliche Tal zieht über Bettrichs zu den Weilern Benggen und Bruggmers, wo es an einem S—N verlaufenden Terrassenrand über dem Illertal endet. Sein Gefälle ist bedeutend geringer (7—8‰). Der Grund liegt darin, daß diese östliche Rinne des Legauer Trockentales

---

[28]) Nach B. Eberl (5, S. 347) beträgt die Mächtigkeit der Verwitterungsdecke auf NT zwischen 20 und 35 cm auf der Iller-Lechplatte. Auf der Münchener Schiefen Ebene kommen (nach K. Troll, 28, S. 176) Beträge bis zu 50 cm und mehr vor. F. Weidenbach (34, S. 97) erwähnt auf NT im Vorland des Rheingletschers Bodenbildung bis zu 1 m. Man sieht, wie verschieden groß in den einzelnen Gebieten die Verwitterungsdecke ist. Die beachtlichen Ausmaße im westlichen Teil des Alpenvorlandes dürften ihre wesentlichste Ursache in den größeren jährlichen Niederschlagsmengen haben.

sich wiederum mit der Illertalrinne vereinigt und beide an einer Gletscherzunge (Illertalzunge) ansetzten, die eine viel tiefere Lage besaß als der südlich gelegene Gletscherrand, von dem aus die westliche Legauer Teilrinne verschottert wurde.

Wo heute der Rohrachbach am Außenrande der Jungendmoränen des westlichen Gletscherflügels seinen Lauf nimmt, lag ehedem ein schmaler Sander, der die einzelnen Abflußrinnen miteinander in Verbindung brachte und bei Binzen noch die Schmelzwässer des Altusrieder Zungenendes empfing. Heute ist er aber durch den reißenden Bach bis auf wenige Reste zerstört. Sein Gefälle betrug von Günterstal (760 m) bis Bruggmers (700 m) 15‰, es entspricht ganz dem Gefälle der Gletscherstirn, für das sich auf der gleichen Strecke 15—17‰ errechnet. Wenn auch der Rohrachbach mit seiner tiefen Schlucht heute die Schotterstränge der einzelnen Abflußrinnen von den Endmoränen trennt und eine direkte Verknüpfung nicht nachzuweisen ist, so ist der morphologische Zusammenhang, wie er geschildert wurde und auch schon früher erkannt worden war (19, S. 36 und 5, S. 19), ohne Zweifel vorhanden.

Die Schmelzwässer des westlichen Flügels des Illergletschers nahmen ihren Weg teils zur hohen westlichen Legauer Teilrinne, teils am Außenrande der Jungendmoränen entlang bis zur Illertalzunge, von wo sie dann entweder durch die Illertalrinne oder die östliche Legauer Teilrinne weiter geführt wurden. Die in den beiden Legauer Rinnen oft bis dicht an die Oberfläche reichenden tertiären und rißeiszeitlichen Schotter[29]) zeigen an, daß die hohen Rinnen nur zur Zeit des Höchststandes des WII-Vorstoßes in Funktion waren, während das Illertal mit seinen zahlreichen Erosionsterrassen noch die ganze spätglaziale Entwicklung mitmachte.

Für die Illertalrinne und die beiden Legauer Rinnen gilt also dasselbe, was wir schon bei der Untersuchung der Memminger Abflußrinne als Ergebnis buchen konnten: Die WI-Anschüttung setzt erst im Schottervorland ein, die WII-Terrassen verknüpfen sich mit den äußersten Jungendmoränen und die WII-Verschotterung war die letzte große fluvioglaziale Aufschüttung.

---

[29]) Besonders am Abfall zum Rohrachbach sichtbar.

2. Die Erosionsterrassen der Illertalrinne und die spätglaziale Formenserie K. Troll's.

Wenn im Memminger Tal nur die Schotter zweier würmeiszeitlicher Vorstöße abgelagert wurden, so ist das allein kein Beweis, daß kein weiterer Gletschervorstoß stattgefunden hat. Die Möglichkeit, daß bei einem neuen Vorstoß die Memminger Abflußrinne nicht mehr in Funktion trat und alle Schmelzwässer ihren Weg allein durch die Illertalrinne nahmen, ist nicht ohne weiteres von der Hand zu weisen. Nach den letzten Feststellungen über die Aufschüttungssohlen in der Illertal- und Legauer Trokkentalrinne sind aber nur noch einige Überlegungen nötig, um auch diese Frage zu klären.

Bei einem gleichmäßigen, durch keine neuen Vorstöße unterbrochenem Eisrückzuge werden die Schmelzwässer anfangs in den zuvor aufgeschütteten Schottermassen einschneiden, dann aber im tertiären Untergrund. In die Zeit des Rückzuges des Gletschers von seinem Höchststande bis in die Zentraldepression des Stammbeckens, wo die Gletscherstirn ihre tiefste Lage erreicht, fällt der größte Teil der Zertalung in den einzelnen Abflußrinnen und vor allen Dingen die Entstehung der zahlreichen an die etappenartigen Stillstände beim Eisrückzuge gebundenen Erosionsterrassen (spätglaziale Zertalung). Beim weiteren Eisrückzuge in die Alpentäler hebt sich der Gletscherrand wieder aus dem übertieften Stammbecken heraus und verliert damit zugleich seinen Einfluß auf die Gefällsverhältnisse, die er während des Eisanmarsches, des Eishöchststandes und der Zertalung beim bisherigen Eisrückzuge bestimmt hatte. Denn nun schaltet sich zwischen die Erosionsbasis des Donautales und die Gletscherstirn eine zweite Erosionsbasis ein, die Zone des überhöhten Beckenrandes mit der davorgelegenen Depression des Stammbeckens. Die Zertalung beim weiteren Eisrückzuge ist daher nicht mehr an die Gletscherstirn gebunden. Die folgende Entwicklung (postglaziale Tiefenerosion) spielt sich nun wie bei jedem anderen Flusse ab, dessen Bestreben es ist, sich ein ausgeglichenes Gefällsprofil zu schaffen, Becken zuzuschütten und Stufen zu beseitigen. Eine solche Stufe in der Gefällskurve der bis in den Moränenraum reichenden Flüsse stellen die Beckenränder dar, die sowohl von der glazialen Tiefenerosion (Ausschürfung der südlich gelegenen Stammbecken) als auch von der fluvioglazialen Seiten-

erosion (im nördlich gelegenen Schottervorland) verschont blieben. Diese Schwelle tritt heute noch bei fast allen Flüssen des Alpenvorlandes in ihrer Gefällskurve deutlich in Erscheinung. Spätglaziale Zertalung und postglaziale Tiefenerosion haben noch nicht vermocht, die Schwelle der Beckenränder ganz zu beseitigen. Eins der schönsten Beispiele ist wiederum die Iller, die in ihrem Unterlauf von der Mündung bis zu den Endmoränen ein Gefälle von 2‰ besitzt, während es im Mittellauf von Ferthofen bis in das Stammbecken nach Kempten 1,5—1,6‰ beträgt (13, S. 29).

Nach diesen Feststellungen ist es nun auch möglich, lokale Schwankungen des Gletschers von wirklichen größeren Rückzügen oder Vorstößen zu trennen. Das entscheidende Kriterium ist einzig und allein die Aufschüttungsbasis. Bei kleineren Schwankungen findet nur eine Zertalung in den vorher angeschütteten Schottern statt. Folgt darauf wieder eine Zuschüttung, so ist eine solche Schwankung heute kaum mehr zu erkennen. Bei größeren Rückzügen (bis hinter die Stammbecken) greift die Zertalung aber schon in das Tertiär und es kommt zur Bildung einer Talaue im tertiären Untergrund, welche die neue Aufschüttungsbasis für die Verschotterung beim nächsten Eisvorstoß bildet.[30]) In einem solchen Falle (Rückzug des Eises bis in die Alpentäler oberhalb der Stammbecken) muß mindestens mit einem Interstadial gerechnet werden.

Die Ausmaße der Zertalung und der Abstand zweier Aufschüttungssohlen voneinander werden durch andere Faktoren als die Zeit bestimmt (Höhenunterschied zwischen Beckenrand und Stammbecken, Gefälle, Größe der Flüsse usw.) und sagen nichts über die Länge eines Interstadials oder Interglazials aus. So wird auch verständlich, daß der Sohlenabstand zwischen der WI- und der WII-Verschotterung an einigen Stellen größer ist als der zwischen der WI- und RII-Anschüttung, trotzdem doch hier ein ganzes Interglazial, dort aber nur ein — wenn auch längeres — Interstadial vorliegt. Dasselbe gilt für die MII-Schotter, die den RI-Schottern oft näher liegen als den MI-Schottern, obwohl zwischen der Ablagerung der MII- und RI-Schotter das große Inter-

[30]) Zu erwähnen ist hier, daß man sich bei der Feststellung der Aufschüttungsbasis nur an die tiefsten Unterkanten des jeweiligen Schotterstranges halten darf, während die Stellen, wo das Tertiär aus lokalen Gründen höher hinauf reicht, außer Acht zu lassen sind.

glazial liegt. Ob es sich daher um ein Interglazial, das heißt um einen völligen Eisrückgang handelt, oder nur um ein Interstadial, wird man durch andere Belege erweisen müssen (Verwitterungsmächtigkeit, Erhaltungszustand der Schotter, Lageverhältnisse usw.).

Auf Grund dieser Feststellungen gelang es, in unserem Arbeitsbereich eine ältere Würmphase von einer jüngeren zu unterscheiden, und zwar allein auf Grund der Untersuchungen im Schottervorland. Denn nur hier ist der sichere Nachweis für eine neue Gliederung möglich.

Die Frage, ob in der Illertalrinne eine weitere selbständige (dritte und vierte) würmeiszeitliche Aufschüttung vorhanden ist, muß verneint werden. Die Aufschüttungsbasis der WII-Verschotterung ist auch hier die tiefste. Sie bildet zugleich die Schotterunterkante aller in der Illertalrinne so zahlreich auftretenden Erosionsterrassen.

Die schöne Erosionsterrassenlandschaft zwischen Aitrach und Ferthofen zeigt dies besonders klar. An der Ferthofener Brücke sieht man die Iller schon einige Meter im tertiären Untergrund fließen. Die Grenze gegen den hangenden NT-Schotter befindet sich bei 589/90 m, der Wasserspiegel der Iller liegt bei 586 m. Im Reichseisenbahn-Kieswerk südlich Aitrach reicht der Schotter der WII-Terrase bis unter 590 m. Infolge des eindringenden Grundwassers ist ein weiterer Abbau nicht mehr möglich. Die Schottersohle liegt aber nicht viel tiefer, wie das Ausbeißen von Tertiär an der Aitrach wenig westlich der Kiesgrube anzeigt. Die Grenze zum Tertiär an der Ferthofener Brücke ist also zugleich die Unterkante der WII-Anschüttung. Selbst die tiefste Fläche bei Ferthofen (Punkt 601,9 und 602,6 südlich Ferthofen) ist daher nur eine Erosionsterrasse der WII-Anschüttung. Das gleiche gilt für die Terrassen bei Illerbeuren (südlich davon), wo die tiefste Schotterunterkante bei 610 m in der gleichen Höhe liegt wie die Aufschüttungsbasis der WII-Schotter im Legauer Trokkental, die bei Lautrach abbrechen.

Es sind in der Hauptsache drei aus dem WII-Niveau herausgeschnittene Erosionsterrassen, die sich weiter abwärts verfolgen lassen.[31]) In der Nähe der Endmoränen liegt das Haupt-

[31]) B. Eberl (5, S. 355) erwähnt aus dem Illertal 5—6 Erosionsterrassen.

Niveau der WII-Verschotterung bei den Weilern Bruggmers und Benggen 698—700 m hoch. Die erste darin eingesenkte Terrasse befindet sich bei etwa 680 m, und die Weiler Grub und Moos liegen auf ihr (Fläche I). Nördlich der Neu- und Flühmühle erstreckt sich eine weitere Erosionsterrasse bei 660 m, die im E an einem steilen Abfall zur Iller abbricht, im W aber gegen die höhere Terrasse eine schöne Talkonkave ausgearbeitet hat (Fläche II). Auf der anderen Seite des Flusses liegt wieder 20 m tiefer beim Weiler Tiefenau eine Terrasse (III), die aber nicht besonders gut ausgebildet ist. Der Wasserspiegel der Iller liegt hier bei 624 m. Wo das Hauptniveau bei Graben wieder ein kleines Stück erhalten hat, treten östlich davon die drei Erosionsterrassen auf. Fläche I bei 655 m, Fläche II bei 640 m und die Fläche III wiederum auf der anderen Seite der Iller bei 625 m (Weiler Schönau). Der Abstand der Fläche III von der Iller (beim Weiler Tiefenau 16 m) beträgt hier nur noch 13 m, der Abstand der Erosionsflächen untereinander 15 m. Bei Illerbeuren treten die Flächen wieder treppenartig eine neben der anderen auf: Fläche I bei 625 m bildet das Terrassendreieck zwischen Illerbeuren und Greuth, Fläche II westlich davon bei 614/15 m und die Fläche III links der Iller bei 605 m mit den Ortschaften Neuwelt und Deybach. Der Abstand der tiefsten Erosionsfläche zur Iller beträgt nur 5—7 m. Zwischen Aitrach und Volkratshofen ist die Terrassierung in zwei zur Iller sich abstufenden Treppen zum letzten Male in dieser Vollständigkeit ausgebildet: Bei Aitrach liegt das Hauptniveau der WII-Anschüttung bei 610 m, die östlich anschließenden Erosionsterrassen bei 603 m (Weiler Christusweber), 595 m (Dorf Aitrach) und bei 590/92 m (Illergries). Südlich Volkratshofen liegt das Hauptniveau bei 607 m, hier stufen sich die einzelnen Terrassenflächen nach W ab und liegen bei 600 m (Schloß Illerfeld), 594 m (Uresbauer, Wölfle, Kiefer) und bei 587/90 m (Illergries). Der Abstand der Terrassen untereinander ist noch geringer geworden, er beträgt nur noch 3—7 m. Dabei ist der Abstand der Fläche III von der Iller fast der gleiche geblieben (4—5 m, bei Illerbeuren 6 m), ebenso hat sich der Abstand der obersten Erosionsfläche zum Hauptniveau nur wenig verringert. Es scheint, als ob die Fläche II auf der Fläche I auslaufen wird. Und in der Tat sind weiter talabwärts östlich Kronwinkel nur mehr zwei Erosionsflächen unter der Haupt-NT vorhanden, eine bei 584 m (Schnäpplishof,

Oyhof) und die tiefere im „Gräfl. Hirschpark“ bei 579/80 m. 5 m tiefer liegt der Wasserspiegel der Iller. Zwischen Arlach und Egelsee läuft die höhere der beiden Erosionsflächen allmählich auf der WII-Terrasse aus, während die tiefere zu beiden Seiten der Iller weiter abwärts zieht. Ihr Abstand zum Fluß nimmt nur wenig ab, bei Kellmünz beträgt er 4 m (539 m, Hammerschmiede, Venusmühle), der Abstand zur WII-Terrasse 3 m. Bei Unterbalzheim ist der Abstand 1 m zur Iller und 1 m zur Haupt-NT. Dann läuft auch diese Erosionsterrasse aus, und weiter abwärts ist allein die etwa 2—5 m in die WII-Anschüttung eingesenkte Flußaue als tiefste Fläche vorhanden. Sie begleitet die Iller bis zum Donautal und ist zumeist mit Auenwald bestanden.

Von den drei wichtigeren Erosionsterrassen reicht die tiefste (III) am weitesten talabwärts, von den Endmoränen etwa 42 km. Nur die Hälfte dieser Länge besitzt die Terrasse I, auf der kurz zuvor die mittlere Terrasse (II) ausgelaufen ist. Wo die Erosionsterrassen enden, ist von jüngeren Aufschwemmungen oder gar einem Quellhorizont nichts zu beobachten. Die äußerst genaue Isohypsenführung der württembergischen Karten läßt nirgends eine schwemmkegelartige Ausbuchtung oder zumindest ein Vorspringen der Höhenlinien, wie es den Ausführungen von K. Troll zufolge zu erwarten wäre, auf der WII-Anschüttung des Erolzheimer Feldes erkennen. Auch stratigraphisch ist keine Trennung möglich und ebenso läßt das ganze Landschaftsbild keine Zweiteilung in eine Zone der zertalten NT und der jüngeren Aufschwemmungen zu.

Diese Feststellungen stehen im Gegensatze zur NT-Gliederung, die K. Troll in seiner Arbeit über „Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der Alpen“ zum allgemeinen Prinzip erhoben hatte. Schon im letzten Kapitel wurden seine Auffassungen über die Entstehung der Quellmoore unseres Gebietes einer Prüfung unterzogen. Hier beschäftigen uns seine Ausführungen über den Vorgang der spätglazialen Zertalung. Diese soll einer gesetzmäßigen Entwicklung unterliegen und so vor sich gehen, daß die jüngere Zertalung weiter talabwärts reicht und dementsprechend jede neue Erosionsterrasse eine größere Längenstreckung hat als die ältere. Wo Terrassen auslaufen, sollen sie von Aufschotterungsflächen abgelöst werden (28, S. 246 und 30, S. 3).

In der Illertalrinne nahm aber die spätglaziale Zertalung einen anderen Verlauf. Die mittlere Erosionsterrasse endet schon auf der nächsthöheren und beide laufen gemeinsam auf der Hauptniederterrasse aus. Jüngere Aufschotterungsflächen fehlen. Wo aber steckt nun der Fehler, der K. Troll zu dieser auf den ersten Blick bestechenden Verallgemeinerung führte?

In dem Abschnitt über das „Wesen der spätglazialen Erosions- und Aufschotterungsvorgänge" (28, S. 180) hat K. Troll seine grundsätzlichen Ansichten darüber zusammengefaßt. Er geht bei seiner Darstellung von der stillschweigenden Voraussetzung aus, daß der Eisrückzug in einem bestimmten Rhythmus vor sich ging. „Das Gesamtgefälle wird mit jedem Schritt schwächer, folglich auch die Tiefenerosion langsamer und die Schotterführung geringer. Zugleich entfernt sich der Gletscherrand mehr und mehr." Hier liegt der wunde Punkt. In welcher Art und Weise sich der Gletscherrand entfernt, ist nicht in Erwägung gezogen. Einer der wesentlichsten Faktoren jeder Erosionswirkung ist außer acht gelassen, nämlich die Zeit. Wenn der Eisrückzug in einem immer gleichbleibenden Rhythmus stattgefunden hätte, in dem Sinne, daß sowohl die Dauer der Eisrückzüge von einem Eishalt bis zum nächsten als auch die Dauer der einzelnen Stillstände gleich lang gewesen wären, wenn außerdem noch Wasserführung, Geröllast und die Lage des Gletscherrandes (Horizontal- und Vertikalabstand von der vorhergehenden Eisrandlage) keine plötzlichen Änderungen erfahren hätten, würde der Vorgang der Zertalung sich so abgespielt haben, wie es K. Troll geschildert hat. Dies aber ist kaum zu erwarten. Da jeder der vier Faktoren (Zeit, Wassermenge, Geröllführung, Lage des Eisrandes) ständigen Schwankungen unterworfen war und bei den einzelnen Gletschern, sogar bei jeder Gletscherzunge andere Ausmaße hatte, kann mit einer wirklich gleichmäßigen Entwicklung nur in den allerseltensten Fällen gerechnet werden, sie wird aber immer als ein Ausnahmefall zu betrachten sein.

Die Länge einer Erosionsterrasse wird bestimmt von einer Anzahl voneinander unabhängiger veränderlicher Einzelfaktoren, deren wichtigste eben genannt wurden. Es wird schwer möglich sein, zwischen ihnen eine Beziehung herzustellen, um so ihre Gesamtwirkung ermessen zu können.

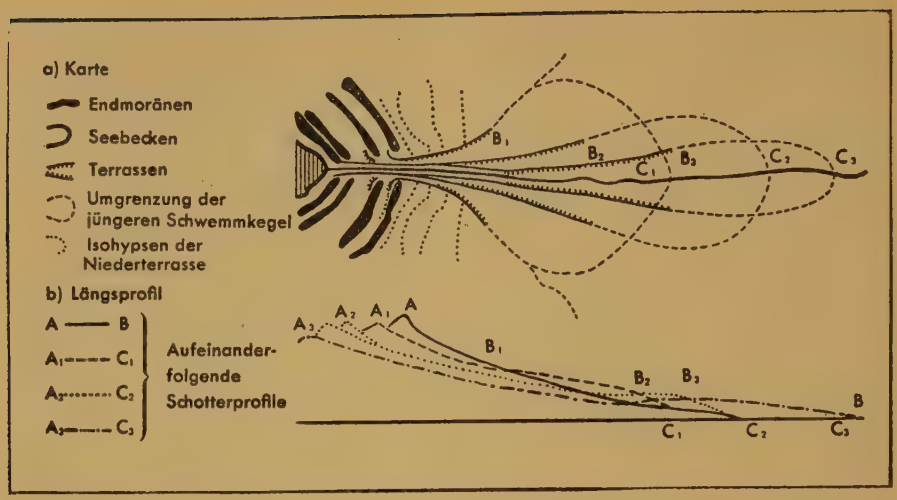

Abb. 5a. Der Vorgang der spätglazialen Erosion nach K. Troll.

Es kann daher ohne weiteres der Fall eintreten, wie wir ihn in der Illertalrinne vor uns sehen, daß eine jüngere Erosionsterrasse nicht so lang ist wie die ältere und schon auf dieser und nicht erst auf der Hauptterrasse ausläuft. Dabei wird trotzdem die Grundbedingung jeder spätglazialen Zertalung eingehalten, daß nämlich das Gefälle einer tieferen Erosionsterrasse in jedem Punkte geringer sein muß als das der älteren, so daß der Abstand immer geringer wird und die Erosionsterrasse einmal ausläuft. Aber dies schließt noch lange nicht ein, daß nun jede jüngere weiter talabwärts als die ältere, also alle auf der Hauptterrasse

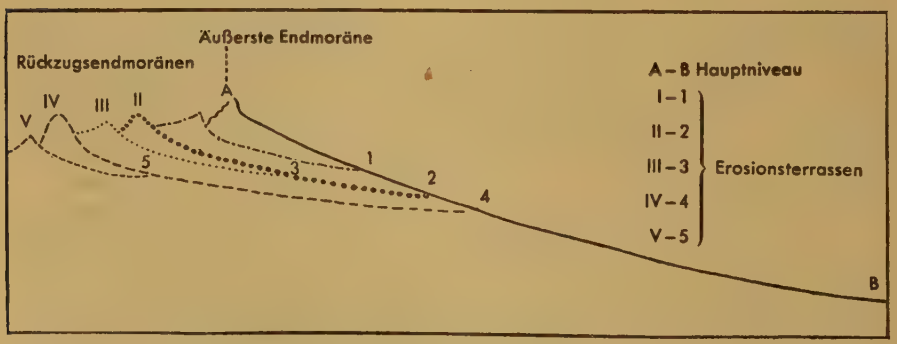

Abb. 5b. Mögliche Aufeinanderfolge mehrerer Erosionsterrassen.

auslaufen müssen. Wo die einzelnen Erosionsterrassen enden, ob schon auf der älteren Erosionsterrasse oder erst auf der Hauptterrasse, hängt wie gesagt von den genannten Faktoren ab, unter denen der Faktor Zeit an erster Stelle steht.

Von einer Parallelisierung der Erosionsterrassen der Isartalrinne mit solchen anderer Abflußrinnen wollen wir daher absehen. Sie wird praktisch kaum vorzunehmen sein, da gemäß den obigen Ausführungen die Zertalung in jeder Abflußrinne eine andere Entwicklung genommen haben und auch die Zahl der Erosionsterrassen eine andere sein kann. Der dreimalige spätglaziale Erosionsrhythmus aber, den Troll (29) in einigen Glazialgebieten glaubt erkennen und mit gewissen Eisstillstandslagen (Ebersberger und Oelkofener am Inngletscher) in Verbindung bringen zu können, trifft für unser Gebiet gewiß nicht zu. Unter der Hauptniederterrasse (WII) und über der Talaue der Iller konnten wir mindestens drei Erosionsterrassen auf längere Strecken hin verfolgen. Wir haben demnach also mindestens einen vierfachen Wechsel von Seitenerosion und Tiefenerosion.[32])

Daß die Schotterkegel als Korrelate der Erosionsrinnen auf der WII-Terrase des Illertales ebenso wie auf der WI-Terrasse des Rothtales fehlen, wurde schon gesagt. Wenn sie überhaupt vorhanden sind, was theoretisch durchaus verständlich, ja sogar erforderlich erscheint, so sind sie doch so unbedeutend, daß sie, wie Troll selbst schreibt (28, S. 174) weder kartographisch noch stratigraphisch in Erscheinung treten und sich daher jede Diskussion erübrigt.

Abschließend soll noch einmal betont werden, daß die Ausführungen K. Troll's über die schiefe Ebene von München nicht bestritten sein sollen. Vielleicht treffen seine Erkenntnisse auch für ein anderes Gebiet ebenso zu. Eine allgemeingültige Bedeutung für alle jungglazialen Schotterfluren des Alpenvorlandes dürfen sie aber in keiner Weise beanspruchen.

---

[32]) Im Isargebiet kann J. Knauer (30, S. 33) die Troll'schen Beobachtungen über einen dreimaligen Erosionsrhythmus nicht bestätigen. Daß weit mehr Terrassen vorhanden sind, als von K. Troll beschrieben wurden, ist eine schon länger bekannte Tatsache. J. Knauer konnte zuletzt 6 Terrassenflächen ausscheiden.

3. Die Geröllzusammensetzung.

Bemerkenswert ist die Zusammensetzung des Schottermaterials. Eine Auszählung der Gerölle in jeder der drei Teilrinnen des westlichen Flügels des Illergletschers brachte im Durchschnitt folgendes Ergebnis:

	Kalke, Dolomite und Hornsteine	Sandsteine und Quarzite	Kristalline Gemenggesteine und Quarze	Übrige Gerölle
Illertal:				
Kiesgrube Unterbinnwang	224	28	17	6
östl. Legauer Tal:				
Kiesgrube Moos	214	30	18	6
westl. Legauer Tal:				
Kiesgrube Unterlandholz	226	35	23	5

Es ist also ein gewisser Prozentsatz kristalliner Gemengsteine in den Schottern dieser Abflußrinnen enthalten, wie er in der Hauptabflußrinne des Illergletschers, dem Memminger Trockental, keineswegs zu verzeichnen war. Dort entfielen auf je 100 kalkalpine Gerölle etwa 2—4 zentralalpine, die sich durch Aufnahme aus älteren Schottern, besonders aus der unter Beteiligung von Schmelzwässern des Rheingletschers angeschütteten HT-Schotterflur erklären lassen. Diese Erklärung reicht aber nicht aus für den verhältnismäßig hohen Anteil an zentralalpinen Geröllen, wie ihn die Schmelzwässer des westlichen Illergletschers (Illertalzunge und Altusrieder Zunge) mit sich führten. Sie scheidet auch deswegen aus, weil selbst noch in den Moränen der zentralalpine Anteil vorhanden ist. Hier macht man aber die Beobachtung, daß zentralalpine Geschiebe fehlen und das zentralalpine Material nur in Geröllform und in kleiner und mittlerer Größe vorkommt. Das Herkunftsgebiet wird also nicht im Nährgebiet des Illergletschers zu suchen sein. Ebenso wenig kann der zentralalpine Anteil durch Zufluß vom Rheingletscher her stammen, da der Illergletscher von diesem keinen sonderlichen Zustrom erhalten hat und die beiden überhaupt dafür in Frage kommenden Gletscherzungen, die im Weißacher- und Weitenauer Tal gegen den Illergletscher vorstießen, sich von allen übrigen Zungen des Rheingletschers durch ihren geringen Anteil an zentralalpinen Geschieben abheben (5, S. 16). Am wahrscheinlichsten ist danach die Erklärung, daß das zentralalpine Material dem Oligozän und Miozän entnommen ist, deren Schotter in stetem

Wechsel mit Flinz und Mergel das Molassegebirge und deren nördliche flachere Ausläufer aufbauen. Ihr Anteil an zentralalpinen Geröllen ist außerordentlich hoch und kann bis 30 und 35% betragen. Mit dieser Erklärung stimmt die Tatsache überein, daß es vor allem die westlichen Teilströme des Illergletschers sind, die den größten Anteil an Kristallin mit sich führten, da sie am meisten mit dem Molassegebirge des Schwarzen Grates (Adelegg) in Berührung kamen, während er in den östlicher gelegenen Zungen geringer ist und in der Hauptgletscherzunge (Memminger Trockental) fast ganz fehlt. Diese Auffassung wird weiterhin gestützt durch die Beobachtung, daß in den Moränen des westlichen Illergletschers Blöcke und Geschiebe tertiärer Nagelfluh häufig auftreten, die dann bei ihrer Aufbereitung den kalkalpinen Schottern des Illergletschers die zentralalpine Komponente zuführten.

Eine Trennung von tertiären und diluvialen Schottern ist oft nur sehr schwer vorzunehmen, fast unmöglich aber, wenn die tertiären Schotter nicht mehr an ursprünglicher Lagerstätte liegen oder sich in einer Abflußrinne mit diluvialen Schottern gemischt haben. So erscheinen im Liegenden der würmeiszeitlichen Schotter der beiden Legauer Teilrinnen am Abfall zum Rohrachbach tertiäre Schotter, die — besonders wenn sie horizontal gelagert sind und die gleiche Geröllgröße besitzen — von jenen erst nur bei genauerer Betrachtung auseinandergehalten werden können. Dasselbe ist bei den Endmoränen der Illertalzunge der Fall, die von mächtigen, an den Steilabfällen zur Iller und zum Rohrachbach aufgeschlossenen, feineren und mittleren Schotterpartien unterlagert werden, die aber durchaus keine Anrückungsschotter darstellen, wie man auf den ersten Blick und den Lageverhältnissen nach urteilen könnte, sondern als die letzten und nördlichsten Ausläufer der tertiären, grobkörnigeren Schuttausstrahlung aufzufassen sind.

4. Flußgeschichte der mittleren Iller.

Aus der Betrachtung der Abflußrinnen des Illergletschers lassen sich manche Rückschlüsse für die Geschichte der Iller ziehen. Nirgends im heutigen Illertal zwischen Illerbeuren und den Jungmoränen und auch weiter flußaufwärts finden sich Reste älterer fluvioglazialer Ablagerungen, die doch unbedingt zu erwarten wären, wenn die Iller schon längere Zeit hier ihren Lauf genommen hätte. Am Durchbruch durch die Jungendmoränen hat sie sich 80—90 m unter das Niveau der WII-Terrasse eingeschnitten. Die Iller des R-W-Interglazials dürfte hier entsprechend den auch in früheren Interglazialen kaum andersgearteten Gefälls-

verhältnissen nur etwa 10 m höher geflossen sein und ebenso etwa 10—20 m darüber die des M-R-Interglazials. Von den Zuschüttungen dieser Rinnen während der Rißeiszeit und der älteren Würmeiszeit müßte sich irgend etwas noch erhalten haben. Das ist aber nicht der Fall. Das Tertiär reicht hoch hinauf und außer der WII-Verschotterung konnte keine andere festgestellt werden. Daß alle älteren Ablagerungen wieder ausgeräumt wurden, erscheint sehr unwahrscheinlich. Denn die Iller hat sich auf dieser Strecke immer so schnell wieder eingeschnitten, daß dabei die Seitenerosion zu kurz kam und wenigstens einige höhere Reste sich erhalten haben könnten. Der Fluß zieht auf seinem Lauf unterhalb der Jungendmoränen so viele große Schlingen und Windungen, daß er irgendwo eine etwa vorhandene ältere Anschüttung anschneiden müßte. Noch heute sind in der Illertalrinne von der letzten Verschotterung (WII) mehrere Reste des Hauptniveaus und eine größere Anzahl von Erosionsterrassen vorhanden. Es wäre wirklich verwunderlich, warum von älteren Anschüttungen nicht auch ein Rest erhalten sein sollte.

Noch ein Grund spricht dagegen, daß die Iller schon vor der Würmeiszeit ihre heutige Rinne benutzt hat. Die Steinbacher HT, welche die westliche Talwand des Flusses von den Jungendmoränen bis zur Vereinigung mit dem Legauer Trockental bildet, keilt in der Richtung von W nach E aus, das heißt, ihre Schottersohle hebt sich gegen das heutige Illertal hin heraus. Am ganzen Ostrand der HT (Steinbach—Kaltenbronn—Greuth—Maien—Ehrensberg) reicht das Tertiär stellenweise bis an die Oberfläche. Es war also weiter im E, dort wo heute die tiefe Illertalrinne liegt, während der Rißeiszeit noch höheres Gelände. Die Steinbacher HT-Rinne kommt für eine vorwürmeiszeitliche Iller auch nicht in Frage. Die HT-Schotter wurden in einer Rinne abgelagert, deren Aufschüttungssohle viel zu hoch liegt (die Schotter werden nirgends mehr als 10—20 m mächtig). Das gleiche gilt für die beiden Legauer Abflußrinnen. So bleibt als vorwürmeiszeitliches Tal der Iller nur das heutige Memminger Trockental übrig und in der Tat sprechen alle Anzeichen für eine solche Auffassung. So die außerordentlich tief liegende Unterkante der WII-Schotter, die ansehnliche Breite des Tales und die Tatsache, daß hier die ganze jüngere Serie der glazialen Anschüttungen ausgebildet ist. Andererseits steht fest, daß die Iller

seit dem WII-Vorstoß ihr heutiges Tal benutzt. Sie muß aber auch schon vorher hier geflossen sein und ausgeräumt haben, da die Aufschüttungssohle der WII-Verschotterung eine der Iller entsprechende Höhenlage einnimmt. Da nun in dem in Frage kommenden Stück der Illertalrinne wie im ganzen unteren Illerlauf ältere Ablagerungen fehlen, ist die Flußlaufverlegung zeitlich festgelegt: Sie fällt in die Zeit zwischen die beiden würmeiszeitlichen Vorstöße oder, was wahrscheinlicher ist, in die Zeit des Rückzuges des WI-Gletschers.

Die Iller hat also nach dem WI-Vorstoß wohl ihre größte Laufverlegung erlebt, indem sie nicht nur das Rothtal verließ, sondern in der gleichen Zeit auch das Memminger Tal zugunsten des heutigen, weiter westlich gelegenen aufgab.

Bei Dietmannsried, wo die ältere Iller nach N, zum Memminger Trockental floß, biegt sie heute nach NW um, durchbricht zwischen Wurms und Tiefenau in dem bekannten Illergraben die Jungendmoränen und nimmt ihren weiteren Verlauf an der Grenze von zwei verschiedenen älteren Schotterfeldern, der Steinbacher HT und der altdiluvialen Schotterplatte von Grönenbach-Kronburg. Es ist dies eine Erscheinung, die wir des öfteren zu beobachten schon Gelegenheit hatten.

Das heutige Illertal ist somit in seinem unteren Teil (70 km) sehr junger Entstehung. Es wurde nur einmal, und zwar in der letzten Aufschüttungsperiode (WII) verschottert. Das Tal, in dem der Fluß in der älteren Würmeiszeit und in der Rißeiszeit seinen Lauf nahm, blieb von einer nachträglichen Erosion fast so gut wie verschont (Memminger und Weißenhorner Trockental). Es liegt parallel zum heutigen Illertal, nur 7—9 km weiter östlich. Wo sich die von den einzelnen Gletscherzungen kommenden Abflußrinnen vereinigten, konnte die westliche Talwand am leichtesten beseitigt werden und der Durchbruch in das heutige Tal gelingen. Für das Verlassen der weiter oberhalb gelegenen Laufstrecke (Memminger Trockental) dürfte die Erklärung am wahrscheinlichsten sein, daß der Fluß nicht mehr den Weg durch die in großer Mächtigkeit angehäuften Moränenmassen der Hauptgletscherzunge fand und sich einen neuen, seitlicheren bahnte.

Sechstes Kapitel

Die jungeiszeitlichen Schotter des Aitrachtales.

(Topographische Karte 1:25000 von Württemberg, Bl. 166, 170, 178.)

Die westlichste der drei großen Abflußrinnen ist die des Aitrachtales. Sie setzt an den Jungendmoränen des östlichen Rheingletschers an und führte dessen Schmelzwässer in das Entwässerungsnetz des Illergletschers. Das Aitrachtal stellt somit eine direkte Verknüpfung zweier verschiedener Glazialgebiete her. Diese Verknüpfung kann noch durch die grundsätzlichen Unterschiede in der Geröllzusammensetzung bis in Einzelheiten festgestellt werden, wie es bei anderen Querrinnen nicht der Fall ist (Floßachrinne zwischen Wertach und Mindel, Ramsau-Peitingerrinne zwischen Ammer und Lech).

Es wird nach den Ausführungen in den beiden letzten Kapiteln kaum mehr ein Zweifel darüber bestehen, daß auch in der Aitrachrinne sich die jüngeren Würmschotter mit den äußersten Jungendmoränen verzahnen. Da aber der Rheingletscher sich vom Iller- und Lechgletscher, die die Schotterlandschaft der östlichen Hälfte der Riß-Lechplatte aufbauten, in mancherlei Beziehung unterscheidet, so wollen wir auch die Betrachtung dieser Abflußrinne im einzelnen durchführen und feststellen, ob beim Rheingletscher die Ablauffolge der jungglazialen Ereignisse und die Art der Anschüttung die gleiche ist wie bei seinem östlichen Nachbarn, dem Illergletscher.

1. Das Alter der Leutkirch-Aitracher Schotterflur.

Das Aitracher Feld bricht heute zwischen Marstetten und Untermukken an drei schönen Uferkonkaven gegen die Iller hin ab. Die Schotteroberfläche liegt hier 610 m, die Schottersohle (Kieswerk Aitrach, Aitrachbett und Illerbett) 590 m hoch. Es wurde schon festgestellt, daß das Aitracher Feld in seinen Lageverhältnissen die Fortsetzung der Volkratshofener NT und der gegenüberliegenden NT-Leiste von Mooshausen—Marstetten darstellt,

die ihrerseits Teile des Erolzheimer Feldes sind. Aber auch die anderen Kriterien bezeugen die Gleichaltrigkeit der Anschüttung im Aitrachtale mit der WII-Verschotterung im Illertal und im Memminger Trockental. Auch hier fehlt eine Lößdecke, wie sie die WI-Schotterflur des Fellheimer Feldes besitzt. Ebenso sind die Verwitterungsbeträge etwa gleich groß.

Wie in der ganzen Grenzzone zwischen dem Rhein- und dem Illergletscher leistet die petrographische Methode gute Dienste. Sie läßt einwandfrei erkennen, mit welchen anderen Rinnen das Aitracher Tal in Zusammenhang stand. Die Geröllzählungen brachten folgendes Ergebnis:

Durchschnittliches Verhältnis der Zusammensetzung im

1. Aitrachtal	51 : 18 : 30
2. Erolzheimer WII-Feld	56 : 12 : 32
3. Fellheimer WI-Feld	73 : 4 : 22

Diese Werte sind wie bei den letzten Zählungen Prozentualangaben und bezeichnen das Verhältnis der kalkalpinen und der zentralalpinen zu den übrigen Geröllen. Es wurden auch in den Aufschlüssen des Aitrachtales je 300--400 Gerölle durchgezählt. Man sieht, daß nur eine Verbindung mit der WII-Schüttung möglich ist. Der ehemalige Zusammenhang des Aitracher NT-Feldes mit dem Erolzheimer NT-Feld drückt sich noch überraschend gut in dem petrographischen Charakter aus. Eine Verbindung mit dem Fellheimer WI-Feld kommt nicht in Frage. Es ließe sich keine Erklärung beibringen, wo auf dieser kurzen Strecke (8 km) der ganze zentralalpine Anteil hingekommen sein sollte (18 % am Nordende des Aitracher Feldes gegenüber nur knapp 4 % am Südrande des Fellheimer Feldes). Dagegen läßt sich sehr gut die Abnahme des zentralalpinen Anteils in der WII-Anschüttung des Illertales vom Aitracher Feld (18 %) bis in das Erolzheimer Feld (12 %) erklären. Dieser Abnahme des zentralalpinen steht eine gewisse Zunahme des kalkalpinen Anteils gegenüber (von 51 auf 56 %). Das heißt, es ist in erster Linie die Mischung mit den kalkalpinen Schottern des Illergletschers, die diese Veränderung hervorruft.

Wie im Illertal kommt auch im Aitrachtal neben dieser Anschüttung eine andere würmeiszeitliche nicht mehr vor. Hier aber erfüllt sie noch das ganze Tal, das doppelt so breit ist wie das Iller-

tal, das zwischen Kardorf und Untermukken nur 1 km mißt. Nur auf der linken Seite des Tales hat sich die Aitrach etwas eingeschnitten und stellenweise — wie bei Altmannshofen—Aichstetten — auch ausgeräumt. Zwischen den beiden zuletzt genannten Orten verschmälert sich das Tal auf kaum 1 km. Hier tritt die Abflußrinne aus dem Altmoränengebiet hinaus, in das sie bis dahin tief eingesenkt war, und durchbricht auf der von W nach E gerichteten Talstrecke den Kranz der hohen Altendmoränen.

Oberhalb der Talverengung zwischen Altmannshofen und Aichstetten verbreitert sich das Aitrachtal zu einem großen Trichter, in den der östliche Rheingletscher einen der größten und schönsten Sander geschüttet hat. Er stellt zugleich einen typischen Übergangskegel dar, der in der „Leutkircher Heide" an den Jungendmoränen ansetzt, sich mit den von NW und SE kommenden randlichen Schotterfluren vereinigt und in das Aitrachtal hineinzieht. Überall — in dem Übergangskegel wie in den randlichen Schotterfluren — verzahnen sich die WII-Schotter des Aitrachtales mit den äußersten Jungendmoränen.

Das Gefälle des Leutkirch—Aitracher Schotterstranges ist außerordentlich gering. Es beträgt auf dem Übergangskegel zwischen Tautenhofen und Niederhofen 7‰, zwischen Niederhofen und Aichstetten 3‰ und bis Aitrach nur noch 2‰. Vom Übergangskegel (Niederhofen) bis zum Ende des Schotterstranges an der Iller beträgt das Gesamtgefälle 2,5‰. Wir erinnern uns, daß das der WII-Anschüttung im Memminger Trockental 5‰, im Illertal oberhalb Ferthofen 6‰ und im Legauer Trockental 7‰ betrug. Unterhalb der Vereinigungsstelle des Illertales mit dem Aitrachtal beträgt das Gefälle der WII-Terrasse anfangs 4‰ und fällt allmählich auf 3,3‰ im Erolzheimer Feld. Wir haben es also an der Vereinigungsstelle mit einem ganz deutlichen Gefällsbruch zu tun.

Es spielt sich hier wiederum dasselbe ab, was wir schon mehrere Male, vor allem an der Mündung der rechten Donauzuflüsse (Riß, Iller, Mindel) beobachten konnten: Die mit größerem Gefälle ausgestatteten Schmelzwasserflüsse münden nicht gleichsohlig in den Hauptfluß, sondern schütten ihre Schotter in einem Schwemmkegel in die Hauptrinne. Nur so lassen sich die oft recht verschiedenen Höhen gleichalter Terrassen erklären. Dies war der Fall bei der Vereinigung der Legauer- mit der Illertalrinne. Der Gefällsknick, den das WII-Niveau des einen Tales mit

dem des anderen bildet, ist nur in der Schotteroberfläche vorhanden, ein Zeichen, daß bei der Anschüttung der WII-Schotter hier ein Schwemmkegel lag, über den die Schmelzwässer des höheren Legauer Tales zwischen Lautrach und Illerbeuren in das Illertal mündeten. Die Stirn des Schwemmkegels hatte eine tiefere Lage als seine Wurzel, was sich noch heute in dem Höhenunterschied der WII-Niveaus beider Täler bemerkbar macht. Das gleiche wiederholt sich 3 km abwärts, wo sich die Schmelzwässer des Illertales mit denen des Aitrachtales vereinigten, die ein weit geringeres Gefälle hatten, aber mit ihren mächtigen Geröllmassen ein doppelt so breites Tal einnahmen. Während der Schwemmkegel der Legauer Rinne gänzlich beseitigt wurde, ist er hier aus einigen Anzeichen noch zu erkennen, wenngleich die Iller auch ihn schon zum größten Teil entfernt hat.

Bei Aichstetten nimmt die WII-Anschüttung des Aitrachtals eine Höhenlage von 620 m ein, beim Weiler Hardsteig, 2 km nördlich davon, 615 m. Bis Aitrach fällt die Schotteroberfläche auf 610 m. Nach Breitenbach und Untermukken hin steigt sie plötzlich gegen die allgemeine Gefällsrichtung an und erreicht mit 618,2 m bei Untermukken am Abfall zu den tieferen Stufen des Illertales ihren höchsten Punkt. Interessant ist der Verlauf der 615 m Höhenlinie, die von Breitenbach anfangs nach NW zieht, bald aber nach N umbiegt und am Terrassenrand endet. Sie zieht also deutlich die Umrisse des westlichen Teiles des Schwemmkegels nach, den man sich etwa halbkreisförmig bis südlich Ferthofen liegend vorstellen muß. Der Einwand, daß es sich bei dem Anstieg um eine reine Auftauung der Schmelzwässer des Aitrachtales durch die mit größerem Gefälle ausgezeichneten des Illertales handelt, erledigt sich durch die Überlegung, daß die Folge eines Aufstaues immer nur eine Gefällsverminderung, aber nie eine Gefällsumkehr sein kann, wie sie in unserem Falle vorliegt (614,4 m nordwestlich von Breitenbach auf 618,2 m westlich der Kiesgrube Untermukken).

Darüber hinaus ergibt wieder die Untersuchung der Geröllzusammensetzung, daß es sich hier nur um den Rest eines aus der Illertalrinne in die bedeutend größere Aitracher Rinne geschütteten Schwemmkegels handeln kann. Das von Breitenbach nach N und W sanft ansteigende Aitracher Schotterfeld ist in der Kiesgrube bei Untermukken aufgeschlossen. Das zentralalpine Material ist das gleiche wie in den übrigen Aufschlüssen des Aitrachtales, aber bei weitem nicht in dem sonstigen Anteil vorhanden. Für das Verhältnis der Hauptgeröllkomponenten ergeben sich folgende Werte:

1. Kieswerk Aitrach	55 : 16 : 29
2. Kiesgrube Untermukken	57 : 11 : 32
3. Aitracher Schotterstrang (Durchschnittsergebnis aller Zählungen)	51 : 18 : 30

Der zentralalpine Anteil ist also in der Kiesgrube Untermukken wesentlich geringer und die kalkalpinen Gerölle sind in größerer Anzahl vertreten. Sie gehören zum Schwemmkegel der Iller, dessen letzter Rest sich im Schutze der Breitenbacher HT erhalten hat.

2. Flußgeschichte der Aitrach.

In der Anlage des Aitrachtales spiegelt sich noch deutlich der rißeiszeitliche Beckenrand wieder. Genetisch besteht es nämlich aus zwei verschiedenen Tälern, die erst in der letzten Eiszeit zusammengekoppelt wurden. Das eine Tal war von dem rißeiszeitlichen Beckenrand nach S zum Bodensee gerichtet und wurde vielleicht von einem alten Oberlauf der Argen benutzt, das andere Tal zog sich vom Beckenrand nach N zur Iller und war von der Aitrach eingenommen, die damals nicht so weit zurückreichte wie heute. Von dieser älteren Aitrach ist noch der Quelltrichter erhalten, der südlich Aichstetten in einem weitgeschwungenen halbkreisförmigen Bogen in die rißeiszeitlichen Moränen- und Schotterhöhen eingesenkt ist. Im W wird er vom Hochberg, im S und SE von den Höhen um Ottmannshofen und im E vom Ellerholz und Koppenmoos begrenzt, in der Mitte liegen die „Stockbauren". Westlich des Quelltrichters lag von ihm durch den Hochbergrücken getrennt das Quellgebiet des zum Bodensee gerichteten Flusses (Argen). Seine Umrahmung werden im E und N der Hochberg, Buchkopf und Blutsberg und im W die hohen Schotterplatten in der Umgebung von Schloß Zeil gebildet haben. Der beide Flüsse trennende Rücken wurde mit der Zeit erniedrigt und der Oberlauf des zum Bodensee gerichteten Flusses von der Aitrach angezapft, die in der Iller eine nähere und tiefere Erosionsbasis hatte. Die würmeiszeitlichen Vorstöße des östlichen Rheingletschers blieben zwar weit innerhalb des rißeiszeitlichen Beckens stecken, ihre Schmelzwässer waren aber immerhin noch so kräftig, daß sie die rißeiszeitliche Beckenumrandung zerschneiden und in den Flußbereich der Donau und Iller gelangen konnten, wodurch dann beide Täler zusammenwuchsen.

Alle Beobachtungen im Gelände bestätigen diese Auffassungen über die Flußentwicklung der Argen—Aitrach. So ist die hufeisenförmige Einsenkung südlich Aichstetten, in der wir den Quell-

Abb. 6. Der Quelltrichter der vorwürmeiszeitlichen Aitrach (schraffiert: Mittel- und Altdiluvium, punktiert: Tertiär im Quelltrichter). 1 : 50 000.

trichter der vorwürmeiszeitlichen Aitrach erkennen, in keiner Weise von glazialen Schmelzwässern ausgeräumt, wie man vielleicht auf den ersten Blick meinen könnte. Bei den „Stockbauren" und südlich davon liegt das Tertiär frei an der Oberfläche. Die eigentliche glaziale Abflußrinne zieht bei Aichstetten um den Buchkapf herum nach N, und das südlich gelegene Gebiet wurde nur oberflächlich verschüttet. Ebenso ist die Versumpfung zwischen Lauben-Altmannshofen und Aichstetten nicht etwa auf das Auslaufen „jüngerer Aufschwemmungen" zurückzuführen. Über die Hauptniederterrasse ausgebreitete Schotterkegel lassen sich auch hier nicht erkennen. Im Gegenteil, die letzte Anschüttung (WII) ist auf der engen Talstrecke zwischen Altmannshofen und Aichstetten ausgeräumt, und dies ist die eigentliche Ursache für die Versumpfung. Denn zugleich hebt sich als letztes Anzeichen der rißeiszeitlichen Beckenrandschwelle der tertiäre Untergrund empor und staut den Grundwasserstrom auf, der dann dort, wo das WII-Niveau am meisten erniedrigt wurde, an die Oberfläche tritt.

Dieses kleine Beispiel zeigt, daß die Talnetzentwicklung im Gebiete des Rheingletschers anders vor sich ging wie etwa in Glazialgebieten, die immer nur nach einer Richtung entwässerten. Darin ist F. Weidenbach beizupflichten, wenn er schreibt, daß „es zu den reizvollsten Untersuchungen in ganz Oberschwaben gehört, die Gletscherausdehnungen während der einzelnen Eiszeiten in Beziehung zu bringen zu der Entwicklung der Flußtäler" (34, S. 86).

Auch der Grund für das geringe Gefälle der Schotteranschüttung im Aitrachtal wird nach den obigen kurzen Ausführungen über die Entwässerungsverhältnisse im Gebiete des Rheingletschers klar. Die rißeiszeitliche Wasserscheide lag so weit nach N vorgeschoben, daß die Schmelzwässer der beiden nicht so weit reichenden würmeiszeitlichen Vorstöße erst das ganze dazwischenliegende Gebiet zuschütten mußten, ehe sie über den alten rißeiszeitlichen Beckenrand hinweg zur Donau aufschottern konnten (34, S. 106). Diese Tatsache und daneben die tiefe Lage des Gletschers im Bodenseebecken erklären das geringe Gefälle der vom Rheingletscher her angeschütteten Schotter. Tektonische Ursachen als Erklärung für diese Erscheinung, etwa in dem Sinne, daß die Ablaufrinnen noch im Bereiche einer „Bodenseesenkung"

liegen, müssen nachdrücklichst abgelehnt werden. Die rißeiszeitlichen und altdiluvialen Ablagerungen, die von einer solchen Bewegung mit ergriffen worden wären, zeigen nirgends Verstellungen oder Verbiegungen, sondern besitzen ein gleichmäßig abnehmendes, sehr großes Gefälle (4—6‰) zur Donau.

3. Die randlichen Abflußrinnen des östl. Rheingletschers.

Sie sind ein besonderes Charakteristikum des Rheingletschers. F. Weidenbach schreibt darüber (33, S. 99): „Die Niederterrasse begleitet den Kranz der äußeren Jungendmoräne fast lückenlos auf seinem gesamten Verlauf. Da der Würmgletscher in ein tiefes Becken eingesenkt und ringsum von wesentlich höher gelegenem Gebiet umgeben war, schließen sich die Schotter fast überall in Form verhältnismäßig schmaler Eisrandtäler an die äußeren Jungendmoränen an." So begleitet eine randliche Abflußrinne, die bei Leutkirch ihre Schmelzwässer durch das Aitrachtal zur Iller entsandte, den ganzen östlichen Eislobus des Rheingletschers (Argenzunge). Auf einer Strecke von 30 km läßt sich die schmale Schotterflur von Arnach im NW bis Mayrhofen im S verfolgen. Noch in völliger Unberührtheit ist ihre südöstliche Hälfte erhalten. Sie zieht von Leutkirch über Urlau, Friesenhofen, Rohrdorf, Großholzleute bis Mayrhofen und verästelt sich hier zwischen den Molassehöhen, wo der Gletscher keine typischen End- und Seitenmoränen mehr aufgeschüttet hat. Man sollte annehmen, daß entsprechend dem Anstieg des Gletschers gegen die Alpen auch die randliche Abflußrinne nach S ansteigt. Dies erfolgt aber nur bis zur Eschachmündung. Von da ab südwärts ist ein sonderlicher Anstieg nicht mehr zu verzeichnen. Auf die Umfließungsrinne schütteten die zahlreichen kleinen Wildbäche des Westabfalls der Adelegg (Schwarzer Grat) ihre Schuttkegel, so der Schleifertobelbach östlich Ratzenhofen, einen größeren Schuttkegel breitete der Rohrdorfertobelbach bei Rohrdorf—Aigeltshofen aus, den größten und schönsten Schwemmkegel bauten aber die beiden größten Bäche der Adelegg, die Eschach und Kürnach, in die randliche Abflußrinne bei Friesenhofen. Der Verlauf der Höhenlinien auf der württ. topogr. Karte 1:25000 (Bl. 178) zeigt das Musterbeispiel eines Schwemmkegels, wie wir ihn ebenso schön nur im allerdings bedeutend größeren Iller-

schwemmkegel kennengelernt haben. Deutlich ist zu sehen, wie er die randliche Schotterflur überlagert und dem südlichen Stück, das heute zur Argen entwässert, während des Höchststandes der letzten Vereisung den Abfluß nach N zur Aitracher Rinne verbaute. Das andere Stück der randlichen Schotterflur besitzt bis zum Aitrachtal ein Gefälle von 7‰.

Die nördliche Hälfte der vom großen Leutkircher Sander in zwei Teile zerlegten peripheren Abflußrinne ist schmäler entwickelt, da der Gletscher hier die Jungendmoränen nahe an das bis 100 m höhere Altmoränengebiet heranschob. Von Unterzeil zieht sie über Haid, Reichenhofen, Diepoldshofen, Riedlings nach Arnach. Hier liegt das Becken von Arnach-Gospoldshofen, eines jener von den Endmoränen des Würmgletschers abgeschlossenen und zugeschotterten rißeiszeitlichen Zweigbecken, das von dem westlichen Wurzacher Becken durch den weit nach S vorgreifenden Altmoränensporn des Ziegelberges getrennt wird. Das Gefälle beträgt von Arnach (660 m) bis Unterzeil (640 m) nur 2‰. Die Gletscherstirn lag bei Arnach sehr tief, und ihre Schmelzwässer konnten sich nur mühsam einen Weg durch die Enge bei Diepoldshofen bahnen. In diese periphere Schotterflur hat sich beim Eisrückzuge die Rot 8—10 m eingeschnitten. Rot, Riß, Argen und Ostrach sind die einzigen Flüsse, die den etwa 90 km langen Kranz der Jungendmoränen des östlichen Rheingletschers durchbrechen. Daß im Rißtal unter dem WII-Niveau nur Erosionsterrassen auftreten, war im zweiten Kapitel schon erwähnt worden. Aber auch durch das Rot-, Argen- und Ostrachtal erfolgten keine weiteren Anschüttungen. Sie wurden nur kurze Zeit von spätglazialen Schmelzwässern benutzt. Die Flüsse beginnen meist in großen Mooren, wie die Riß im Steinach-Ried, die Rot im Gründlen-Ried und Rotsee-Moos, die Ostrach im Pfrungener Ried. In der Regel kam nur eine Erosionsfläche zur Ausbildung und die Schmelzwässer des weiteren Eisrückzuges benutzten schon zum Bodensee gerichtete Abflußwege. Es ist das gleiche Bild wie an der Hauptzunge des Illergletschers, wo auch nur die Schmelzwässer des ersten Rückzugsstandes in einer schmalen Erosionsrinne die Jungendmoränen durchbrechen.

In der Kerbe zwischen der Argenzunge und der Schussenzunge des östlichen Rheingletschers greift der hohe, langgestreckte Altmoränensporn, der die westliche Begrenzung des Wurzacher Bek-

kens bildet, weit nach S vor. Nordwestlich berührt er sich mit den Jungendmoränen. Jenseits dieses Rückens beginnt bei Hittisweiler der lange periphere Schotterstrang, der sich über Heisterkirch, Ober- und Unteressendorf, Ingoldingen, Steinhausen, Sattenbeuren nach Hopferbach schwingt und in einem fast 30 km langen Bogen den äußersten Jungendmoränenkranz begleitet. Ebenso wie das Wurzacher Becken von der Argenzunge so wurde hier das Federseebecken von der Schussenzunge abgeschlossen und verschottert. Wie jenes in der Wurzacher Ach so besitzt auch dieses in der Kanzach einen kleinen Abfluß zur Donau. Die Gefällsverhältnisse dieser randlichen Abflußrinne sind denen der Argenzunge sehr ähnlich. Auch hier teilte der ehemalige, heute zum größten Teil von der Riß beseitigte und in den Taltrichter zwischen Ingoldingen und Unteressendorf geschüttete Sander den peripheren Randstrom in zwei Hälften, deren westliche auch hier ein geringeres Gefälle besitzt als die östliche. Von Hopferbach (620 m) bis Ingoldingen (570 m) beträgt es 5,5‰, im sogenannten „Riedtal" zwischen Hittisweiler (660 m) und Unteressendorf (570 m) 7,7‰.

Hier kann man eine Beobachtung machen, die einen recht guten Einblick in die Art der Geröllschüttung gibt. Die äußerste Jungendmoräne und die periphere Schotterflur stehen nämlich in keinem direkten morphologischen Zusammenhang. Der Wall hebt sich scharf von dem Trockental („Riedtal") ab. Die beiden wichtigsten glazialen Bauelemente, Schotter und Moräne, treten hier nebeneinander auf, ohne sich zu verknüpfen. Trotzdem gehören beide zusammen. Wir haben uns hier einen richtigen Eisrandstrom vorzustellen, der infolge seines großen Gefälles jede Sanderbildung verhinderte. Heute ist von diesem Strom nur noch die ebene, kieserfüllte Talsohle vorhanden, über die sich der äußerste Jungendmoränenwall steil und ohne Übergangskegel erhebt. Nur an den Trichtern des Riß- und des Aitrachtales kam es zur Anschüttung von Sandern. Am Leutkircher Sander kann man noch schön die Unterschneidung durch den Eisrandstrom erkennen (Haslerhöfe—Galgenkeller südlich Leutkirch), wobei die entstandene Stufe keineswegs einem spätglazialen Erosionsvorgang zugeschrieben werden darf.

Wir haben es bei beiden Gletscherzungen des östlichen Rheingletschers mit einer nahezu gleichartigen Schotterentwicklung zu

tun. Die Verhältnisse an der einen Gletscherzunge wiederholen sich fast spiegelbildlich an der anderen. An die von dem Kranz der Jungendmoränen umsäumten Gletscherzungen schließen nach außen, eingeschaltet zwischen das Jungmoränen- und Altmoränengebiet, langgestreckte periphere Abflußrinnen an. Sie werden auf ihrer linken Hälfte durch weit nach S reichende Altmoränensporne unterbrochen, zwischen denen die aus der Rißeiszeit stammenden Zweigbecken zugeschüttet wurden (Saulgauer- und Federseebecken an der Schussenzunge, Wurzacher- und Gospoldshofener Becken an der Argenzunge). Ihre rechten Hälften waren von durchgehenden Randströmen erfüllt. In der Mitte der peripheren Abflußrinnen kam es an den Enden der Hauptachsen der beiden Gletscherzungen zur Anschüttung größerer Sander, die sich mit den randlichen, schmalen Schotterfluren in die hier trichterförmig erweiterten Täler von Riß und Aitrach hineinziehen. Genau in der Verlängerung der Hauptachse jeder Gletscherzunge (5, S. 139) durchbrechen die beiden Täler in radialer Richtung den breiten Gürtel der Altmoränen, um die Schmelzwässer ihrer Gletscherzungen der Donau zuzuführen. Die der Schussenzunge erreichten sie auf direktem Wege über das Rißtal, während die der Argenzunge über das Aitrachtal in die Iller und über sie erst in die Donau gelangten.

Diese an beiden Gletscherzungen vorhandenen peripheren und radialen Abflußrinnen sind bezeichnend für die Schotterentwicklung im Gebiet des östlichen Rheingletschers. Überall stehen die WII-Schotter direkt oder über die großen Sander mit den äußersten Jungendmoränen in Verbindung. Nach abwärts zu ordnen sie sich unter die höhere und ältere WI-Anschüttung ein, deren Zusammenhang mit Moränen auch im Gebiet des östlichen Rheingletschers durch den größeren WII-Vorstoß zerstört ist.

4. Die Geröllschüttung des östl. Rheingletschers.

Bei der Untersuchung des Fellheimer- und des Erolzheimer Feldes ergab sich, daß beide zentralalpine Gerölle enthalten, die nur der Rheingletscher herbeigeführt haben kann. Wenn sie auch in der Fellheimer Schotterflur in weit geringerer Zahl vorkommen als in den Schottern des Erolzheimer Feldes, so ist der zentralalpine Anteil immerhin noch so groß, daß er kaum durch Auf-

nahme aus älteren Schottern erklärt werden kann. Wir haben somit im Vorland des östlichen Rheingletschers zwei unter seiner Beteiligung angeschüttete würmeiszeitliche Schotterfelder. Die Anschüttung konnte aber in beiden Phasen nur durch die radiale Abflußrinne des Aitrachtales erfolgt sein. Letztere wird aber, wie weiter oben schon beschrieben wurde, stellenweise noch in ihrer gesamten Breite von WII-Schottern erfüllt, die sich mit den äußersten Jungendmoränen verzahnen. Diese wiederum schließen das würmeiszeitliche Becken fast ohne wesentliche Lücke hermetisch nach außen hin ab. Die Schotter eines evtl. neuen Vorstoßes haben das Vorland nicht mehr erreicht. Wenn aber trotzdem im Vorland des östlichen Rheingletschers eine weitere große würmeiszeitliche Anschüttung auftritt, so kann diese nur einer älteren Phase angehören. Es besteht daher auch aus diesem Grunde keine andere Möglichkeit, als die Schotter des Aitrachtales mit der jüngeren der beiden Schotterfluren im Memminger Gebiet, mit dem Erolzheimer WII-Feld in Verbindung zu bringen. Zugleich hat auch hier der ältere Würmgletscher nicht die Ausdehnung des jüngeren erreicht, dessen Ablagerungen heute noch in aller Frische erhalten sind. Der zweite Teil der Arbeit wird die Frage untersuchen, wo die Ablagerungen des älteren Würmgletschers zu suchen und zu erkennen sind. Hier mag vorerst das auf Grund der Untersuchungen in der Schotterlandschaft gefundene Ergebnis genügen, daß der WI-Gletscher in seiner Ausdehnung hinter dem WII-Gletscher zurückgeblieben ist.

Diese Feststellung vermag nun auch eine Erscheinung zu erklären, die wir bisher als gegeben hingenommen haben. Es ist dies der beträchtlich geringere Anteil an zentralalpinen Geröllen in der Fellheimer WI-Schotterflur gegenüber dem in der Erolzheimer WII-Schotterflur. Daß die WII-Schotter des östlichen Rheingletschers im Aitrachtal ein sehr geringes Gefälle (2,5‰) haben, wurde schon gesagt. Als Ursache waren die rißeiszeitliche Beckenrandschwelle und die tiefe Lage des Rheingletschers im Bodenseebecken erkannt worden. Wenn nun der WI-Gletscher noch weiter innerhalb des rißeiszeitlichen Beckens steckengeblieben war und daher auch eine noch tiefere Lage als der WII-Gletscher einnahm, konnte die Anschüttung des östlichen Rheingletschers durch das Aitrachtal während der WI-Phase natürlich nicht in dem Ausmaß erfolgt sein wie in der folgenden WII-

Phase. Die WI-Schmelzwässer hatten einen bedeutend weiteren Weg zurückzulegen, die rißeiszeitliche Beckenrandschwelle wird damals noch etwas höher gewesen sein und der WI-Gletscher mußte ein viel größeres Gebiet bis zur rißeiszeitlichen Wasserscheide verschottern, ehe seine Schmelzwässer in das Iller-Donau-Flußsystem übertreten konnten. Kurz und gut, das Gefälle des WI-Schotterstranges war sicher noch kleiner als das an sich schon geringe Gefälle der WII-Anschüttung. Die Folge war ein nur schwacher Zufluß an Rheingletscher-Schmelzwässern zur Iller. Hinzu kommt, daß bei dem längeren Wege und dem geringeren Gefälle die mechanische Aufbereitung der Gerölle, von der in erster Linie wieder die schiefrigen zentralalpinen betroffen wurden, sich viel stärker auswirken konnte. So wird nun verständlich, warum die zentralalpinen Gerölle im WI-Schotterstrang des Rothtales in geringerer Anzahl vorkommen als in der WII-Schotterflur des Illertales.

Wenn im Riß- und Aitrachtal keine neue Anschüttung vorhanden ist, so spricht diese Tatsache im Gebiete des östlichen Rheingletschers noch nicht gegen die Existenz eines weiteren (dritten oder vierten) Vorstoßes. Der Gletscher kann bei einem neuerlichen Vorstoß so tief im Beckenraum stehengeblieben sein, daß die Schmelzwässer weder den WII-Beckenrand erreichen, noch weniger ihn zerschneiden konnten und nur als Eisrandströme den Gletscherrand umsäumten. Die Frage nach der Existenz weiterer würmeiszeitlicher Vorstoßphasen, die wir im Gebiete des Illergletschers schon an Hand der Terrassengliederung in seinen Ablaufrinnen verneinen konnten, wird hier erst durch die Untersuchung der Ablagerungen im Jungmoränenraum entschieden werden. Ein neues Ergebnis ist aber kaum zu erwarten. In der Schotterlandschaft unseres Arbeitsgebietes treten zwei würmeiszeitliche Terrassensysteme auf und, wie wir in den Ablaufrinnen des Illergletschers erkennen konnten, haben wir es dementsprechend nur mit zwei durch ein längeres Interstadial getrennten Aufschüttungsperioden zu tun. Die diluvialen Vergletscherungen waren so allgemeine Erscheinungen, daß diese Feststellungen mindestens für das schwäbische Alpenvorland Geltung haben, was die nach Abschluß der Arbeit unternommenen Begehungen benachbarter Gebiete vollauf bestätigten.

Zweiter Teil

Die Jungmoränenlandschaften des Iller- u. östl. Rheingletschers.

Wenn das Schwergewicht der Arbeit in der genauen Untersuchung der jungeiszeitlichen Schotterfluren liegt, so ist dabei die Anschauung maßgebend gewesen, daß die Feststellung sowohl der Zahl der würmeiszeitlichen Gletschervorstöße als auch ihres Verhältnisses zueinander sicher und einwandfrei nur durch die Schotterstratigraphie getroffen werden kann. Die Ausführungen von K. Troll (29, S. 30) und J. Knauer (12, S. 13) betreffs der Existenz einer älteren Würmeiszeit haben zur Genüge gezeigt, daß im Moränenraum für diese oder jene Erscheinung wohl zahlreiche Anzeichen vorhanden sind, aber ein zwingender Nachweis in den seltensten Fällen gelingt. Der Grund ist eben der, daß in den Moränengebieten die älteren glazialen Ablagerungen durch die jüngeren Gletschervorstöße oft bis zur Unkenntlichkeit verstümmelt, zum Teil aber auch ganz aufgearbeitet oder unter jüngeren Aufschüttungen begraben wurden, während sie in der Schotterlandschaft nur der fluviatilen Erosion zum Opfer fallen konnten und auch von keinen wesentlicheren tektonischen Veränderungen betroffen wurden.

In der Hauptsache sind es die Glazialbildungen des letzten Eisvorstoßes und des anschließenden Rückzuges, die das heutige Landschaftsbild der Moränengebiete bestimmen. Aus diesem Grunde, aber auch um ein vollständiges und abgerundetes Bild der jungdiluvialen Erscheinungen und Ablagerungen im schwäbischen Alpenvorlande zu geben, wurden die südlich der bearbeiteten Schotterlandschaft gelegenen Moränenlandschaften mit in die Untersuchung einbezogen. Es kommt hier weniger darauf an, eine Beschreibung der Jungmoränenlandschaft im einzelnen zu geben, was über den Rahmen dieser Arbeit geht, als vielmehr eine Gliederung der Glazialbildungen vorzunehmen und eine Ordnung in die zahlreichen Moränenablagerungen zu bringen. Bei dem kleineren und einfacher gebauten Illergletscher wird dies, zumal er schon in B. Eberl einen ausgezeichneten Bearbeiter gefunden hat, schneller geschehen sein als beim östlichen Rheingletscher, der seinen kleinen Nachbar in der Vorlandsentwicklung um das 10—12fache übertraf. Zwar liegen auch aus seinem

Gebiet einige Untersuchungen vor, doch behandeln sie meist nur einzelne Fragen oder beschränken sich auf kleinere Teilgebiete.

Besonderes Augenmerk wird auf die Jungendmoränenkränze gerichtet werden, die die Höchststände der beiden würmeiszeitlichen Vorstöße bezeichnen. Dabei bereitet die Feststellung und Durchverfolgung der älteren, überfahrenen Jungendmoränen (WI) naturgemäß größere Schwierigkeiten und erfordert ein längeres Eingehen auf die in diesem Zusammenhang auftauchenden Probleme.

Siebentes Kapitel

Die Jungmoränenlandschaft des Illergletschers.

(Topographische Karte 1:25000 von Bayern, Bl. 750—52, 774—76, 800—02.)

Die äußersten Jungendmoränen sind in ihrem Verlauf leicht zu verfolgen. Wenn sie auch dort, wo sie als Rand- oder Seitenmoränen auftreten, nicht mehr die bekannten frischen, unruhigen und grubigen Formen zeigen wie die Stirnmoränen, so setzen sie sich in der Landschaft überall gleichmäßig gut von der Umgebung ab, da ihre langgestreckten Wälle ohne größere Unterbrechungen das tiefere Becken umsäumen. Dazu sind sie an zahlreichen Stellen mit NT-Schottern verknüpft. Daß sie der jüngeren Würmeiszeit (WII) angehören, war an allen würmeiszeitlichen Ablaufrinnen des Arbeitsgebietes schon nachgewiesen worden. Ihren Verlauf im einzelnen hat zuletzt B. Eberl (5, S. 15) beschrieben, nachdem schon A. Penck (89, S. 47) ihn in großen Zügen gezeichnet hatte. Sehr instruktiv ist auch die Karte von L. Simon (26), die als westliche Fortsetzung der für den Isarvorlandgletscher entworfenen Moränenkarte von Rothpletz gedacht das Jungglazial des Iller-Lechgletschers zur Darstellung bringt. Sie weist allerdings im Illergletscherbereich manche Lükken auf, da der Verfasser sein Hauptaugenmerk mehr auf den Moränenraum des Lechgletschers richtete.

Der sonst geschlossene Endmoränenkranz besitzt an mehreren Stellen Ausstülpungen, welche die Zungenenden des Gletschers nachzeichnen. Von W nach E sind es: Das Altusrieder Zungenende, das Illertal- und Memmingertal-Zungenende, die Ausbuchtung nördlich Haldenwang und die durch den Sporn von Waggegg vom Hauptgletscher gesonderte Günztalzunge. An jedem Zungenende setzen die einzelnen Abflußrinnen an, die wir im ersten Teil der Arbeit bis hierher verfolgt hatten.

Daß die Gletscherzungen nicht erst durch die Konfiguration des Geländes entstanden sind, sondern mehr oder weniger selbständige Gletscherteilströme darstellen, zeigt vor allem die verschiedene Materialführung. In den einzelnen Abflußrinnen des Gletschers hatten wir schon Gelegenheit, dies zu beobachten und die

entsprechenden Überlegungen daran anzuknüpfen. Im Moränenraum zeigt sich das gleiche Bild. Deutlich heben sich die Altusrieder und die Illertalzunge durch ihren Anteil an kristallinem Material ab, der in den beiden anderen Zungen fast ganz fehlt.

Innerhalb des äußersten Jungendmoränenkranzes, der sich an den Zungenenden oft in zwei bis drei Einzelwälle auflöst, liegt eine so große Anzahl neuer Moränenanhäufungen, daß hierin eine Gliederung vorzunehmen auf den ersten Blick unmöglich erscheint. Trotzdem schälen sich bei genauerer Betrachtung verschiedene Endmoränenwälle heraus, die auf größere Strecken hin noch den alten Eisrandverlauf erkennen lassen. Unter den zwei Endmoränenkränzen, die sich deutlicher herausheben, fällt der innere zuerst auf. Er läßt sich auch erheblich leichter verfolgen. Nicht allein deswegen, weil er im Gegensatz zum mittleren wieder „ganz frische Formen" besitzt, wie B. Eberl schreibt (5, S. 19), sondern mehr aus dem Grunde, weil innerhalb von ihm kein weiterer vollständiger Jungendmoränenkranz mehr vorhanden ist, und er als letzter sich noch einmal rings um das ganze Becken schlingt. Wie der äußerste Jungendmoränenkranz mehr dadurch in Erscheinung tritt, daß er die nördlich gelegene Schotterlandschaft gegen den Jungmoränenraum begrenzt, so dieser Endmoränenkranz dadurch, daß er die Zone der Endmoränenanhäufung von den eigentlichen Zweig- und Stammbecken trennt. Besonders gut ist dies an den Zungenenden zu beobachten. Es ist hier der Endmoränenkranz, den B. Eberl als die 3. Randlage beschreibt und der an der Hauptzunge beim Weiler Käsers und an der Günztalzunge beim Weiler Oberegg durchzieht. Sein Verlauf läßt die einzelnen Zweigbecken gut heraustreten. Die Endmoränen dämmten später kurze Zeit einen Schmelzwassersee ab, dessen Umrisse heute etwa durch die (auf den betreffenden Blättern der topographischen Karte 1:25000 stärker ausgezogene) 700 m Linie wiedergegeben wird. An der Hauptzunge gehört das Schorenmoos entgegen der Darstellung durch L. Simon nicht mehr dazu, es wurde nach innen von der Moränenrandlage von Käsers abgedämmt. Der Abstand von dem äußersten Jungendmoränenkranz beträgt im allgemeinen 2 km, an der Hauptzunge und der Günztalzunge 4—5 km. Der Rückzug ging also an den Hauptzungen des Gletschers am raschesten vor sich, während die kleineren und schwächeren Gletscherzungen langsamer dar-

auf reagierten. Schon die topographischen Karten 1:25000 bringen zum Ausdruck, daß dieser Moränenkranz sich weniger durch seine Höhen zu erkennen gibt, als vielmehr durch die erwähnte charakteristische Lage. So erscheint er von den tiefer liegenden Becken aus gesehen als eine beträchtliche Aufschüttung, während er sich gegen N nur wenig aus seiner Umgebung heraushebt. Hier merkt man erst, wie gering seine Moränenentwicklung ist. Schon die von den WII-Moränen abweichende Ausbildung der Stirnmoränen an den Enden der einzelnen Gletscherzungen macht zur Genüge klar, daß wir es mit einem Rückzugsstadium zu tun haben. Während sonst der Gletscher beim Vorrücken schöne, wallförmige Stirnmoränen aufschüttet, von denen Sander ins Vorland ziehen, fehlen hier solche Ablagerungen und werden durch typische Rückzugsbildungen ersetzt. Es war schon davon gesprochen worden, daß von dieser Eisrandlage nirgends größere Schotteranschüttungen ausgehen, welche die Auffassung einer selbständigen dritten Vorstoßphase (WIII bei B. Eberl) rechtfertigen könnten. Zwischen dem Höchststand der WII-Vereisung (Aufschüttung der äußersten Jungendmoränen) und dieser Eisrandlage kann auch keine merkliche Erosionsphase festgestellt werden. Von diesem Stand aus wurden nur die tiefer gelegenen Mulden verschottert (Schorenmoos usw.) und die davor liegenden Endmoränenwälle von schmalen Erosionsrinnen zerschnitten. Das dabei ausgeräumte Material wurde sofort außerhalb des äußersten Jungendmoränenkranzes abgelagert und in kleinen Schotterkegeln (Memminger Trockental) auf die WII-Schotterflur geschüttet. Diese Eisrandlage stellt somit in jeder Beziehung ein Rückzugsstadium dar, und zwar das erste seit dem Höchststand der WII-Vereisung. Bei der Hauptzunge und auch den anderen Gletscherzungen außer der Illertalzunge sind es die letzten Schmelzwässer, die ins Vorland gelangten. Der Gletscher hatte sich beim weiteren Rückzuge ganz aus den Zweigbecken zurückgezogen, so daß die Schmelzwässer am Eisrande entlang die Illertalrinne erreichen und durch den tiefen Illergraben aus dem Bekkenraum austreten konnten.

Die weiteren Eisrandlagen des Gletschers lassen sich an ihren Ablagerungen nicht so ohne weiteres über größere Gebiete verfolgen. Sie spielen auch landschaftlich nur eine geringe Rolle und in der Schotterlandschaft machen sie sich durch Aufschüttungen nicht mehr bemerkbar.

Abb. 7. Morphologischer Gegensatz der W I- und W II-Moränen. (Der topogr. K. 1 : 25 000 von Bayern, Bl. 750 und 774 entnommen.) Zwischen Sommersberg und Herbisried äußerste Jungendmoräne (W II), zwischen Sachsenried und Gmeinschwenden überfahrene W I-Moräne.

Zwischen dem äußersten Jungendmoränenkranz (WII) und der ersten Rückzugsrandlage (WII a) liegt ein weiterer Moränenkomplex, den B. Eberl als den vom WII-Vorstoß überfahrenen und verschliffenen Jungendmoränenkranz der älteren Würmeiszeit bezeichnet hat. Seinen Verlauf hat er kurz beschrieben (5, S. 19 und 22). Ungefähr geht er aus der seinem Werke beigegebenen Übersichtskarte über die Moränenrandlagen hervor. An der Hauptzunge wären diesem Moränenkranz neben dem das Schorenmoos im N abschließenden Moränenwall (südlich Hörensberg), der sich gegen E über Eichholz, Probstried nach Haldenwang fortsetzt, die langgestreckten Wälle südlich Seefeld (bis Heusteig) und südlich Schorenmoos (bis Höhe 747) hinzuzurechnen. Ebenso gehört dazu die langausgezogene Moräne südlich Gmeinschwenden. Hier tritt der morphologische Gegensatz noch einmal gut heraus. Der davorliegende, sich in der gleichen Richtung zwischen Sommersberg und Herbisried erstreckende äußerste Jungendmoränenwall hat, obwohl er auf die altdiluviale Schotterplatte hinaufgeschoben ist, frische, unruhige und kuppige Formen, während der kaum 1 km zurückliegende WI-Wall ein ganz anderes Bild bietet. Die topographische Karte (Blatt 750 und 774) gibt davon ein beredtes Zeugnis. Hier kann man auch nicht den Einwand machen, daß das Erscheinungsbild der Endmoränen sich sehr ändert, und besonders die Seitenmoränen andere, ruhigere Formen zeigen als die Stirnmoränen, wie es J. Büdel gerade am Illergletscher glaubt beobachten zu können (4, S. 716). Er meint, daß kuppige und verkesselte Moränen besonders dort vorkommen, wo sich die Sander frei entwickeln können,[33]) ausgeglichene aber dort, wo die Schmelzwässer keinen oberirdischen Abfluß hatten. Daß diese Beobachtung, die ich selbst des öfteren machen konnte, nicht immer zutreffen muß, zeigt das obige Beispiel von der Hauptzunge des Illergletschers, wo beide Moränenwälle eine randliche Lage einnehmen, von beiden keine Anschüttungen ausgehen und beide trotzdem ein verschiedenes Formenbild besitzen.

---

[33]) J. Büdel sieht als Ursache für das Fehlen von Sandern die tiefere Lage dieser Eisrandlage an. Dazu ist zu sagen, daß der betreffende Endmoränenkranz an der Hauptzunge des Illergletschers in etwa gleicher Höhe durchzieht wie die äußersten Jungendmoränen, und außerdem die Schmelzwässer der weiter zurückliegenden und auch beträchtlich tiefer liegenden Eisrandlage WII a noch in das Vorland gelangen.

Etwa 3 km hinter diesem verschliffenen Endmoränenkranz, der das Schorenmoos und den Sachsenrieder Weiher umschlingt, zieht von Kiesels (Höhe 737) über Reicholzried (Höhe 732) und hier nach NNE schwenkend über den Fellenberg (733 m) nach Käsers die beschriebene Rückzugsrandlage WII a, überall als deutliche Begrenzung des Beckens von Dietmannsried erkenntlich. Dasselbe ist an der Günztalzunge der Fall, wo B. Eberl die Endmoränenwälle, die beim Hirnhof und Mindelhof die Leubas-Wifelsbachfurche queren, als die überfahrenen WI-Moränen bezeichnet.[34]) An der Illertalzunge sind durch das Einschneiden der Iller die Zusammenhänge unterbrochen. Die Fortsetzung der Endmoräne von Gmeinschwenden—Sachsenried dürfte vielleicht der Höhenzug bilden, der vom Weiler Kalden nach Strobels verläuft (760 m) und im Roßberg bei Binzen (752 m) die Altusrieder Furche abschließt. An der linken Flanke des Gletschers wachsen die beiden Jungendmoränenwälle zusammen, und der jüngere WII-Wall ist auf den älteren hinauf- und hinübergeschoben worden. Jenseits des Rohrachbaches konnte ich keine Endmoränen mehr feststellen, der Bach fließt an der Grenze zum Molassegebirge des Schwarzen Grates, dessen langgestreckte Rücken öfters eine große Ähnlichkeit mit Moränenwällen besitzen.[35])

Wenn hier oder dort Bildungen der älteren Würmeiszeit nicht mehr zu erkennen sind, so ist dies nur natürlich. Denn der neue Gletschervorstoß arbeitete die älteren würmeiszeitlichen Ablagerungen fast ebenso auf wie die rißeiszeitlichen, die sich im Jungmoränenraum nur an sehr wenigen Stellen erhalten haben. Wenn im Gebiet des Illergletschers die WI-Endmoränen aber noch im Landschaftsbild heraustreten, so ist das so zu erklären, daß sie beim WII-Vorstoß nur vom Gletscherrand erreicht wurden, wo schon Akkumulation vorherrschte.

Zu den verschiedenen Belegen, die schon B. Eberl dafür beigebracht hat, daß dem mittleren Moränenkranz ein altwürmeiszeitliches Alter zukommt, seien noch einige weitere hinzugefügt. An der Hauptzunge ist besonders bemerkenswert, daß von den

---

[34]) Hier dürften aber die WI-Moränen stark von jüngeren Ablagerungen überkleidet sein.

[35]) Auf der Übersichtskarte und in der Beschreibung (S. 17) läßt B. Eberl die Jungendmoränen auch auf die andere Seite des Rohrachbaches übertreten.

WI-Moränen keine Schotteranschüttungen ausgehen. J. Knauer hat diesen Einwand sehr mit Recht geltend gemacht (12, S. 11). Wenn er vielleicht nicht für die Seitenmoränen gelten mag, an denen nicht immer „auch ein gleichwertiger Sander" (13, S. 26) wurzeln muß, so trifft dies sicher aber für so gut entwickelte Stirnmoränen zu, wie wir sie an der Hauptzunge des Illergletschers vor uns haben. Ein weiterer Tatbestand spricht für ein höheres Alter: An diese Eisrandlage setzt auch keine Erosionsrinne an, wie es zu erwarten wäre, wenn sie der bisherigen allgemeinen Auffassung zufolge ein Rückzugsstadium bezeichnen würde. Daß eine evtl. ausgebildete Erosionsfläche durch die Schmelzwässer der Rückzugsrandlage von Käsers wieder beseitigt wurde, ist denkbar. Aber außerhalb der äußersten Jungendmoränen müßte in diesem Falle als Korrelat einer älteren Erosionsrinne ein erster Schotterkegel liegen. Aber auch er fehlt. Wir vermögen nur eine Erosionsrinne und einen Schotterkegel zu erkennen, die der ersten Rückzugsrandlage des WII-Gletschers entsprechen.

Es sind also — wie es im Moränengebiet kaum anders der Fall sein kann — in der Hauptsache morphologische Gesichtspunkte, die den hinter den äußersten Jungendmoränen liegenden Endmoränenkranz als einen älteren erscheinen lassen. Die einzelnen stratigraphischen Belege, auch die, welche B. Eberl aus der Jungmoränenlandschaft des Illergletschers anführt,[36]) halte ich nicht für zwingend, zumal sie bei den wenigen Aufschlüssen auch andere Auslegung erfahren können. In unserem Arbeitsgebiet benötigen wir aber solche stratigraphischen Beweise für das Alter einer Moräne nicht. Die Untersuchung der Anschüttungen im Schottervorland hat schon einwandfrei ergeben, daß während zweier würmeiszeitlicher Vorstoßphasen aufgeschottert wurde, das heißt auch zwei Jungendmoränenkränze abgelagert sein müssen. Der äußerste Jungendmoränenkranz ist durch seine Verknüpfung mit der tieferen NT altersmäßig festgelegt. Unsere Auf-

[36]) B. Eberl (5, S. 234) spricht davon, daß die WI-Schotter unter den WII-Moränen durchziehen und beim Weiler Egg wieder erscheinen. Bei den feineren Schottern im Liegenden der WII-Moräne (Kiesgrube südlich Weiler Ziegelberg) kann es sich ebensogut um Anrückungsschotter (Vorstoßschotter) handeln. Daß die WI-Terrasse beim Weiler Egg wieder heraustreten soll, konnte ich nicht beobachten. Ich halte es auch kaum für möglich, da die Terrassenüberschneidung weiter abwärts vor sich gegangen ist.

gabe ist es nun, aus der Zahl der weiteren Moränenkomplexe den Jungendmoränenkranz der älteren Würmeiszeit herauszufinden. Wenn wir nun alle Rückzugsmoränen ausgeschieden haben und dann ein ganzer Endmoränenkranz übrig bleibt, dessen Erscheinungsbild für eine Überfahrung durch einen neuen Eisvorstoß spricht, so ist mit ziemlicher Sicherheit anzunehmen, daß er die unseren älteren Würmterrassen des Schottervorlandes entsprechende Moränenablagerung darstellt. Alle weiteren Kriterien bestätigen zum Überfluß diese Anschauung.

So ergibt sich für den Bereich des ehemaligen Illergletschers ein Bild, wie es in großen Zügen schon B. Eberl gezeichnet hat. Lediglich seine Auffassung über einen dritten Vorstoß bedurfte einer Korrektur. Es handelt sich dabei um ein Rückzugsstadium, das dem Ausgang der WII-Vereisung angehört.

Achtes Kapitel

Die Jungmoränenlandschaft des östlichen Rheingletschers.

(Topographische Karte 1:25000 von Württemberg, Bl. 155—57, 162—64, 167—71, 174—78, 179—83.)

Der rechte Flügel des Rheingletschers war ein durchaus selbständiges Gebilde. An seinen Flanken wurde er von Molasseerhebungen begrenzt, im Osten vom Pfänder und Schwarzen Grat, im Westen vom Göhrenberg und Höchsten. Der Schwarze Grat trennte den Rheingletscher vom Illergletscher. Der Göhrenberg ist der südliche Pfeiler eines hohen Molassekeiles, der sich aus der Gegend von Pfullendorf und Ostrach zwischen die beiden Flügel des Rheingletschers nach S hin einschob. Drei Tatsachen sind es, die dem rechten Flügel des Rheingletschers eine gesonderte Stellung verleihen. Einmal war er in seiner Stoßrichtung nach N und NE gerichtet, seine Schmelzwässer nahmen ihren Lauf zur Donau, während die des linken Gletscherflügels, der durch die Bodenseefurche nach W abgelenkt wurde, dem Rhein zuflossen. Ein weiteres Merkmal ist die bedeutende Anhäufung von Glazialmaterial, wie sie in ähnlichem Ausmaße im Gebiet des linken Flügels nicht stattfand. Zum dritten besitzt die Jungmoränenlandschaft des östlichen Rheingletschers durch ihre tiefen Becken und ausgeprägten Endmoränenkränze einen regelmäßigeren Aufbau als das Gebiet des durch zahlreiche Einzelerhebungen und die Gebirgsumwallung im N und S in seiner Vorlandsentwicklung behinderten westlichen Rheingletschers.

Wie sich der Vorlandeisfächer des Rheingletschers aus diesen beiden Flügeln zusammensetzt, so besteht der östliche Gletscherarm selbst wieder aus zwei Zungen. Die Rolle des Göhrenberges als Eisscheide übernimmt hier der langgestreckte hohe Waldburgrücken, der die westliche, zum Rißtal gerichtete Schussenzunge von der östlichen zum Aitrachtal weisenden Argenzunge trennte. Jede dieser beiden Gletscherzungen nimmt für sich allein schon ein Gebiet ein, welches das des Illergletschers und mancher anderer Gletscher des Alpenvorlandes bei weitem übertrifft. Es wäre daher ein gewagtes Unterfangen, in dieser Arbeit eine

Monographie der Jungmoränenlandschaft des östlichen Rheingletschers geben zu wollen. Wir werden uns vielmehr auf die wichtigsten Erscheinungen im Landschaftsbild, auf die Durchverfolgung der verschiedenen Eisrandlagen und auf einzelne weitere Fragen beschränken.

1. Die Jungendmoränenkränze.

Der äußerste Jungendmoränenkranz tritt im Gebiete des Rheingletschers landschaftlich überall gut in Erscheinung. Der Grund liegt darin, daß der Würmgletscher auch in seiner größten Ausdehnung tief im rißeiszeitlichen Becken steckenblieb und besonders in seinem östlichen Flügel, vor den sich ein 10—20 km breiter Altmoränengürtel legt, frei anschütten konnte (34, S. 98). Nur an den Flanken des östlichen Rheingletschers und an den zwischen den einzelnen rißeiszeitlichen Zweigbecken nach S vorspringenden Altmoränenspornen sind die äußersten Jungendmoränen auf höheres Gebiet geschoben. Hier fehlt dann auch die periphere Abflußrinne und die Jungendmoränen zeigen nicht mehr ihre sonstigen markanten Formen.

Den Verlauf im einzelnen zu beschreiben erübrigt sich, da dies schon einige Male geschehen ist. Auch die Geologische Übersichtskarte von Württemberg (1:200000, Blatt 4) bringt ihn im allgemeinen richtig zur Darstellung.

An der Schussenzunge lassen schon die guten topographischen Karten 1:25000 von Württemberg (Bl. 162/63, 156/57, 164, 169) den äußersten Jungendmoränenkranz geradezu plastisch heraustreten. Auffällig ist die geringe Breite der Endmoränen, obwohl sie von der stärksten Zunge des Rheingletschers aufgeschüttet wurden. Meist ist nur ein einziger, schmaler Moränenwall entwickelt, der steil im Gelände aufragt und mit der nach außen anschließenden peripheren Talung überall recht deutlich die Jungmoränenlandschaft begrenzt. Der für die Jungmoränenerhebungen so typische Waldschopf fehlt natürlich auch hier nicht und tut ein übriges, dem äußersten Jungendmoränenwall eine im Landschaftsbild dominierende Stellung zu geben.

Wo im Wagenhardt und auf der Atzenberger Höhe[87]) die äußersten Jungendmoränen auf höheres Altmoränengebiet zu liegen kommen, gewinnen sie mehr an Breite, zugleich werden aber die Höhenunterschiede geringer. Weiter östlich tritt an der Stirn der Schussenzunge nördlich Schussenried und im weiteren Verlauf gegen E die Art der Endmoränenschüttung auffällig in Erscheinung, wie sie für den östlichen Rheingletscher bezeichnend ist. Der äußerste Jungendmoränenwall ist nur etwa 300—500 m breit und erhebt sich 30—60 m über die außen anschließende randliche Schotterflur und über das nach innen fallende flache Becken. An wenigen Stellen sind Einschnitte in den Wall eingekerbt, die den Übergang in den Beckenraum erleichtern und von Verkehrswegen benutzt werden (südöstlich von Saulgau, nördlich von Schussenried, bei Winterstettenstadt und bei Oberessendorf). Von Oberessendorf zieht der äußerste Jungendmoränenwall in südlicher Richtung auf Wolfegg zu, wo zwischen Gaishaus und Weitprechts die Scharung mit den nach NE schwingenden äußersten Jungendmoränen der Argenzunge erfolgt.

An der Argenzunge des östlichen Rheingletschers zeigt sich ein anderes Bild (Bl. 170/71, 177/78, 183). Die Breitenentwicklung nimmt erheblichere Ausmaße an. Hier ist es eine ganze Serie von Wällen, welche die Jungmoränenlandschaft nach außen hin abschließen. Eine Aufeinanderpackung von mehreren Endmoränenwällen, wie sie im benachbarten Iller-Lechgletscher zu beobachten ist, findet aber nicht statt. Vielmehr liegen die Endmoränen breit ausladend nebeneinander. Ein einzelner Wall läßt sich auf längere Strecken kaum verfolgen, meistens sind es zwei bis drei Endmoränenzüge, die auseinanderlaufen, kleine Seen oder moorerfüllte Becken umschlingen, sich wieder vereinigen oder ganz aussetzen. Letzteres ist an der rechten Flanke der Argenzunge besonders häufig, wo oft nur flache Grundmoränenschüttungen oder der Rand der peripheren Abflußrinne die Lage des ehemaligen Eisrandes andeuten. So wird das Taufacher Moos (südlich Urlau) noch zu einem großen Teil von einem schmalen Endmoränenwall abgeschlossen, aber schon dem südlich davon gelegenen Moos von Isny fehlt eine Begrenzung durch Jungendmoränen ganz und es liegt frei gegen die randliche Abflußrinne.

---

[87]) Zwischen Ostrach, Saulgau und Schussenried.

Weiter südlich ist eine deutliche endmoränenartige Aufschüttung nicht mehr vorhanden. Dies ist nicht allein durch den Umstand bedingt, daß der Gletscher an seiner rechten Flanke nach dem Allgäu hin zu hoch lag, um noch Endmoränen aufschütten zu können (denn sie fehlen auch dort, wo das Gelände in gleicher Höhe liegt wie an der Stirn des Gletschers: Isny, 700 m; gegenüber Tautenhofen, 13 km weiter nördlich, mit 680 m), sondern scheint eher darin seinen Grund zu haben, daß das Eis der äußersten rechten Flanke nur eine geringe Bewegung besaß und von dem in Richtung auf Leutkirch zielenden Hauptast beiseite gedrängt wurde. Das hatte nicht nur die geringe Akkumulation, sondern auch ein Schwinden der Erosion zur Folge. Die zahlreichen, in NE-Richtung verschliffenen, sonst aber wenig veränderten Molasserücken geben davon ein sprechendes Zeugnis.

Wenn die äußersten Jungendmoränen des östlichen Rheingletschers in ihrer räumlichen Entwicklung an jeder der beiden Gletscherzungen ein verschiedenes Bild zeigen, so ist ihnen ein Charakteristikum der Jungendmoränen des letzten Eisvorstoßes gemeinsam, nämlich der frische, unzerstörte und unruhige Formenschatz, wie er nur den WII-Moränen eigen ist.

Innerhalb der äußersten Jungendmoränen liegen im Beckenraum in noch größerer Anzahl als beim Illergletscher eine Reihe von Jungendmoränenwällen, die sich bald zu einem auf größere Entfernung hin verfolgbaren Kranz verdichten, bald ganz aussetzen oder nur als einzelne Erhebungen im Gelände aufragen.

Wir wollen sie erst an der Schussenzunge betrachten, wo sie sich noch am besten verfolgen lassen. Hier tritt etwa 2 km hinter der äußersten Jungendmoräne ein parallel verlaufender Wall auf. Von Schussenried zieht er über Olzreute, Wattenweiler, Michelberg, Waldsee, Wolpertsheim, Volkertshaus nach Sommers (östlich Bergatreute). Auf der anderen Seite des Wolfegger Achtales verläuft er im Weißenbronner Wald nach Südwesten parallel zum Waldburgrücken, an den er angedrückt ist. An seiner Innenseite liegen hier das Hagesmoos und das Lochmoos. Im Heißer Forst und im „Hafen" vereinigt er sich mit dem Waldburgrücken. Die Schmelzwässer dieser Eisrandlage erfüllten den Raum bis zur äußersten Jungendmoräne. Zu einer größeren Verschotterung kam es dabei aber nicht, heute zeigen nur noch eine Anzahl von

Rieden und Moorsenken, die sich zwischen diese Eisrandlage und den äußersten Jungendmoränenwall schalten, den Verlauf der nur zu einem Teil randlich abfließenden Schmelzwässer an. Von Norden nach Süden sind es: Mangenweiher (nördlich Schussenried), Düßwiesen, Weiherwiese, Wildes Ried (westlich Oberessendorf), Reichertshauser und Kohlhauser Ried, Urbachtal zwischen Waldsee und Roßberg, Gaishauser Ried. Hier bricht die aus diesen Mulden und Talzügen bestehende, randliche Abflußrinne in 645 m Höhe bei Höll über dem Wolfegger Achtal ab. Das Gesamtgefälle bis zum Rißtal beträgt 4‰ (das der randlichen Abflußrinne des Eishöchststandes 7‰). Wo auf der anderen Seite des Wolfegger Achtales die Moränen an den Waldburgrücken angepreßt sind, fehlt eine Umfließungsrinne. An zwei Stellen durchbrachen die Schmelzwässer dieser Eisrandlage die äußerste Jungendmoräne, bei Winterstettenstadt und bei Oberessendorf. Die Rinne bei Oberessendorf war nur während dieses Eisstandes in Funktion. Sie setzt an die vorhin beschriebene Eisrandlage an, zerschneidet in einer tiefen Kerbe den äußersten Jungendmoränenwall und bildet in der randlichen Schotterflur eine tiefere Fläche. Am Abfall dieser Erosionsfläche zum Rißtal liegt Unteressendorf (565 m). Größer ist die Rinne, die bei Winterstettenstadt die äußerste Jungendmoräne durchbricht (Rißtal). Es traten also nur wenig Schmelzwässer aus dem Beckenraum aus, eine Schotterschüttung fand nicht statt und die Erosionsrinnen sind bald auf dem Hauptniveau ausgelaufen. Nach all dem handelt es sich somit um eine erste Rückzugsrandlage der WII-Vereisung.

Zwei bis drei Kilometer hinter diesem 1. Rückzugsstand ist ein weiterer zu erkennen. Seine Lage wird durch Moränenerhebungen angedeutet, die bei den Orten Lufthütte (südlich Schussenried), Enzisweiler, Allgaierhof, Lippertsweiler, Hohreute (südlich Michelwinnaden), Steinach, Dinnenried, Gwigg und Siegenwieden (südwestlich Bergatreute) durchziehen. Auf der anderen Seite des Wolfegger Achtales dürfte der Moränenzug dazu gehören, der das Lochmoos und das Hagesmoos vom Himmelreichmoos und dem Truchsessenweiher trennt und über Hintermoos, östlich Wetzisreute, Greut und Sieberatsreute nach Egg zieht. Dieser Moränenkranz ist schon weit weniger geschlossen ausgebildet als der der 1. Rückzugsrandlage. Meistens kommt es nur

zu einer Anhäufung mehrerer einzelner Moränenkuppen oder schmaler Rücken, zwischen denen moorerfüllte Senken oder enge Furchen liegen. Während der Eisrand der 1. Rückzugsrandlage an der Stirn der Schussenzunge etwa 20 m tiefer lag als der des Höchststandes, hat der Eisrand dieser 2. Rückzugsrandlage schon 50—80 m an Höhe eingebüßt. Die Riß allein führte noch Schmelzwässer in das Schottervorland. Jetzt erst wurden die Schotter im oberen Rißtal und vor allem der Sander, der zwischen Ingoldingen und Unteressendorf in den Rißtaltrichter zog, beseitigt und der heutige Talboden als die diesem Rückzugsstande entsprechende Erosionsfläche geschaffen. Sie reicht bis Biberach, wo sie auf der unzertalten WII-Anschüttung ausläuft.

Beckeneinwärts läßt sich noch ein dritter Moränenkomplex herausschälen, der an der Stirn der Schussenzunge aus mehreren Einzelwällen besteht, die aber gegen den Waldburgrücken hin nahe zusammentreten. Ein äußerer Wall setzt östlich Aulendorf zwischen Tannhausen und Unterrauhen ein und schwingt in einem sanften Bogen über Obermöllenbrunn zum Grindelsberg bei Reutte, dämmt hier das Steinacher Ried ab und zieht zwischen Atzenreute und Enzisreute nach Engenreute. Mit ihm vereinigen sich zwei weitere Wälle, von denen der eine nördlich des Schussentobels zwischen Rugetsweiler und Durlesbach und der andere südlich des Tobels liegt. Jenseits des Wolfegger Achtales dürfte er über Erbisreute in südlicher Richtung zum Sporn von Bodnegg verlaufen. Zwischen dieser dritten und der vorhergehenden zweiten Rückzugsrandlage erstrecken sich eine Reihe von Rieden, Mooren und kleinen Schotterfeldern, die die ehemaligen Talböden der randlichen Abflußwässer darstellen. Dementsprechend werden sie auch von umgelagertem Material erfüllt. Am Sporn von Bodnegg wurde das Gebiet um Kofeld eingeebnet, von hier zieht zwischen Sieberatsreute und Wetzisreute ein schmales Tal nordwärts zu einem kleinen Schotterfeld bei Unter- und Oberankenreute, das vom Mosertal (von Waldburg nordwärts ziehend) her gegen den Eisrand geschüttet wurde. Ein ähnliches, trichterartig sich erweiterndes Tal zieht von Erbisreute nach NE und bricht am „Grafenbild“ in 580 m über der Wolfegger Ach ab. Noch markanter ist die Rinne, die von Gambach und Gwigg (nordwestlich Bergatreute) über Gaisbeuren in das große Steinacher Ried führt. Die Schmelzwässer der 3. Rückzugsrandlage

haben das Schottervorland zum größten Teil nicht mehr erreicht. Dies ist wohl auch der Grund für die Entstehung der großen Moore vor dieser Eisrandlage. Dazu gehört das zwischen Aulendorf und Bahnhof Schussenried und die großen Moore zwischen Tannhausen und Waldsee (Tannhauser Wald, Steinacher Ried, Herrschaftsried usw.). Während ersteres abflußlos war (die Riß liegt an ihrem Durchbruch durch die äußerste Jungendmoräne 10 m über ihm), konnten die Schmelzwässer, die das Tannwaldried und das Steinacher Ried erfüllten, über Haslanden und Schlupfen in das Brunnenwaldried übertreten, von wo sie durch die Riß weitergeführt wurden.

Eine 4. Rückzugsrandlage gibt sich in einem neuen, aber landschaftlich noch weniger auffallenden Endmoränenkranz zu erkennen. Sein nördlichster Punkt liegt bei Münchenreute (südlich Aulendorf). Von hier ziehen die Endmoränen nach SE und bauen die höchsten Erhebungen im Röschenwald auf. Südlich Durlesbach setzen sie sich über den Schussentobel im Kümmerazhofer und Bergatreuter Forst fort. Hier reihen sich an der Innenseite dieses Moränenzuges 14 kleine Weiher aneinander und lassen den Verlauf der davorliegenden Rückzugsmoränen deutlicher heraustreten. Auf der anderen Seite des Wolfegger Achtales ist die Fortsetzung dieser Eisrandlage sehr verschwommen.

Weiter beckeneinwärts fällt das Gelände im Altdorfer Wald steil zum Ravensburger Becken ab. Die folgenden Rückzugsbildungen liegen alle tief im unteren Schussenbecken und geben sich weniger durch ihre Moränenanhäufungen als durch die gegen den Eisrand gerichteten oft riesigen Deltaschüttungen zu erkennen.

Die Rückzugsmoränen auf der linken Flanke der Schussenzunge hat E. Wagner schon beschrieben (31, S. 309). Er unterscheidet vier Rückzugsmoränenlagen. Ihnen ist aber mindestens noch eine weitere hinzuzufügen, die sich von Aulendorf um die Südspitze der Atzenberger Höhe schlingt, nach Ebersbach zieht, hier nach WSW schwenkt, das Zweigbecken von Hochberg quert und über Tiergarten und Dornahof die Südspitze des nächsten Spornes bei Altshausen erreicht. Welche der von E. Wagner beschriebenen Rückzugsmoränen der linken Flanke der Schussenzunge denen der rechten entsprechen, mag dahingestellt bleiben. Wesentlich ist für uns der Umstand, daß an der Schussenzunge bis zum eigentlichen, tief in die Jungmoränenlandschaft eingesenkten

Schussenbecken mehrere — vier bis fünf — Rückzugsmoränenkränze erkennbar sind, unter denen keiner eine besonders dominierende Stellung einnimmt.

An der Argenzunge sind durchgehende Eisrandlagen noch weit weniger sicher herauszuschälen. Sind hier schon die äußersten Jungendmoränen in ihrem Verlauf weder nach außen noch nach innen so scharf begrenzt wie etwa die der Schussenzunge, so gilt dies in noch größerem Maße für die Endmoränen der einzelnen Rückzugsstadien. Das Gebiet zwischen dem äußersten Jungendmoränenkranz und dem Becken von Wangen ist erfüllt von einer Unmenge von Kuppen, Moränenrücken, Senken und Mooren, die in eine bestimmte Ordnung zu bringen ein geradezu aussichtsloses Bemühen sein dürfte. Wenn für einen Bereich des Rheingletschers die Bezeichnung Toteislandschaft zutrifft, so für den der Argenzunge. Am ehesten ist noch ein Moränenkranz zu verfolgen, der am Sporn von Bodnegg an die 3. Rückzugsrandlage der Schussenzunge anschließt. In dem Zwickel beider Moränenwälle liegt das kleine, schon erwähnte Schotterfeld von Kofeld. Von Boschental, Maiertal und Schafmaier (östlich Kofeld, südlich Waldburg) zieht der Moränenkranz nach E weiter, gegen Süden umrahmt er die tiefen Teilbecken von Amtszell (Rohnebach) und Leupolz (Karbach), gegen Norden gehen von ihm kleine Schotterfelder aus (Langrain, Langholz und Schlegelholz an der Straße Kofeld—Hannober—Karsee), die aber keineswegs als Sander aufzufassen sind, sondern nur als schmale, durch Toteisreste unterbrochene Anschüttungen. Östlich Sommersried dämmen die Moränen das Arrisrieder Moos gegen die Argen hin ab und setzen sich auf der anderen Seite des Argentales bei Ratzenried fort, wo drei Einzelwälle den Oberen Schloßweiher und den Klingter Weiher umschließen. Ihr weiterer Verlauf wird gegen E hin sehr undeutlich. Die Höhen, die zwischen Siggen, Eisenharz und Eglofs auftreten und das Harprechtser-, das Gründels- und das Eisenhammer-Moos außen liegen lassen, dürften der gleichen Eisrandlage angehören. Stellenweise sind die Endmoränen in zwei oder mehr Einzelwälle aufgelöst. Bei Ratzenried wurden sie schon genannt, von Waldburg zieht ein nördlicher Parallelwall gegen E über Edensbach, Berg, Neuhaus, Endersen nach Baumann, wo er wieder auf den Hauptwall stößt. Zwischen dieser markanteren Eisrandlage und den äußersten Jungendmoränen

liegen noch Ablagerungen von 2—3 Rückzugsständen, die sich aber nirgends auf größere Entfernung verfolgen lassen. Dazu gehören die Moränenschüttungen, die das Reicher Moos (nordöstlich Waldburg), das Riebgarten- und Finken-Moos (östlich Rötenbach, das Burger- und Lanquanser Moos (westlich Kißleg) umschlingen. Dann trennen sie die Waltershofener Weiher und Seen vom Arrisrieder Moos. Der Moränenwall, an dessen Außensaum die Argen auf ihrer von SE nach NW gerichteten Laufstrecke fließt, dürfte ebenso dazu gehören.

Wenn auch im Gebiete der Argenzunge des Rheingletschers ein anderer Typ von Endmoränen zur Ausbildung kam, als an der Schussenzunge und der Eisrückzug mehr in Form einer Toteisablösung vor sich ging, so dürfte auch hier die Rückzugsgeschichte die gleiche gewesen sein wie an der Schussenzunge und der Rückzug in mehreren Etappen vor sich gegangen sein. An Hand der Moränenablagerungen und der randlichen Abflußrinnen lassen sich zwischen den äußersten Jungendmoränen und dem Argen-Leiblachbecken mindestens vier Eisstillstandslagen herausschälen.

2. Der sogenannte „innere Jungendmoränenkranz".

Schon in den älteren Beschreibungen des Gebietes wird er erwähnt und seitdem in der Literatur genannt und dem „äußeren Jungendmoränenkranz" gegenübergestellt. Sein Verlauf ist mehrere Male schon beschrieben worden. So von J. Probst (1874), A. Penck (1909), W. Schmiddle (1908, 1914), M. Schmidt (1911), E. Wagner (1911), Hennig (1922) und zuletzt von F. Weidenbach (1937). Alle Autoren betonen, daß es sich bei dieser Eisrandlage um ein ganz bedeutendes Stadium handelt, bei dem mächtige Moränen- und Schottermassen zur Ablagerung kamen. Wenn A. Penck dies mehr für das Gebiet des westlichen Rheingletschers gelten lassen wollte, so haben die Untersuchungen der anderen Autoren das Ergebnis gezeitigt, daß auch im Raume des östlichen Rheingletschers dieser Eisrandlage die gleiche Bedeutung zukommt. So schreibt F. Weidenbach (34, S. 98): „Seit langem ist bekannt, daß in unserem Gebiete im wesentlichen zwei große Endmoränenkränze zu unterscheiden sind, die äußere und die innere Jungendmoräne. An beide Endmoränenwälle schließen

sich nach außen Niederterrassen an. Alle die vielen kleinen Rückzugsstadien treten diesen gegenüber in den Hintergrund." Da diese Feststellung im Widerspruch zu den bei der Beschreibung der Rückzugsrandlagen niedergelegten Beobachtungen steht, muß darauf näher eingegangen werden. Über den Verlauf der „inneren Jungendmoräne orientiert die kleine Karte über die Endmoränen und Eisrandlagen der Würmeiszeit, die F. Weidenbach seiner Arbeit beigegeben hat. Sie zeigt im Gebiet des Altdorfer Waldes eine Endmoränenanhäufung, wie sie der äußerste Jungendmoränenwall an keiner Stelle aufweisen kann. A. Penck, der sein Augenmerk besonders auf die Jungendmoränen des westlichen Rheingletschers richtete, schreibt über den Verlauf des sogenannten inneren Kranzes im Gebiet des östlichen Gletscherflügels (19, S. 413): „Weiter schlingen sich Andeutungen von Endmoränen über das obere Schussental und ziehen sich im Altsdorfer Wald zum oben erwähnten Rücken der Waldburg, den sie gänzlich überkleiden. Von hier an wird ihr weiterer Verlauf verschwommen." Im Gegensatz dazu findet E. Wagner (31, S. 306), daß „quer über das Schussental zwischen Mochenwangen und Aulendorf die einzelnen Wälle der inneren Jungendmoräne zusammengedrängt und zu einem 5 km breiten mächtigen Wall verwachsen" sind. Er schließt daraus, daß es ein „Vorstoß von sehr langer Dauer" war, der diese Moränenanhäufung hervorrief.

Es müssen also zwei Feststellungen getroffen werden:

1. Den Beschreibungen nach handelt es sich bei dem Eisstand der sog. inneren Jungendmoräne um unsere 3. und 4. Rückzugsrandlage, die, wie wir sahen, stellenweise sehr nahe zusammentreten.

2. Ihre größte Anschwellung erreicht die sog. innere Jungendmoräne im Altdorfer Wald, wie die genannten Verfasser außer A. Penck, der nur von „Andeutungen von Endmoränen" schreibt, ausdrücklich betonen.

Beginnen wir an der Schussenzunge. An der linken Flanke läßt F. Weidenbach die sog. innere Jungendmoräne von Wilhelmsdorf nach Fronhofen und über Blitzenreute nach Wolpertswende und Hatzenturm ziehen. Auf dem von ihm bearbeiteten Blatt 4 der Geologischen Übersichtskarte von Württemberg ist der Ver-

lauf eingezeichnet. Unter den vier Rückzugsständen, die E. Wagner (1911) an der linken Hälfte der Schussenzunge ausgeschieden hat, ist es der letzte. E. Wagner erwähnt nirgends, daß sich dieser 4. Stand von den drei vorhergegangenen sonderlich abhebt. Die Beobachtungen im Gelände bestätigen dies. An den Endmoränenwall zwischen Fronhofen und Wolpertswende schließen keine Schotterfelder an. Für ihn trifft nicht zu, was A. Penck und dann F. Weidenbach dem sog. inneren Jungendmoränenkranz zuschreiben. Im Gegenteil, außerhalb des Walles liegen Weiher und Riede, dazwischen ragen auch einige Moränenkuppen auf, das Ganze macht den Eindruck, als ob hier erst vor kurzem die letzten Toteisreste weggeschmolzen wären. Wir haben die typischen, frischen und unberührten Bildungen des Eisrückzuges vor uns. Ihr innerer Bau bestätigt diese Auffassung. In dem in Betracht kommenden Endmoränenwall finden sich zwar oft noch Stellen mit groben Geschieben in der Blocklehmpackung, wie wir sie von den äußersten Jungendmoränen her kennen, daneben können aber sofort mächtige Lagen von Kies und feinem Sand, oft auch große Deltaschüttungen liegen. Ganz abgesehen davon, daß es in dem davorliegenden Gebiet zu keiner Verschotterung kam, fehlt selbst in nächster Nähe der Endmoräne (Fronhofen—Blitzenreute) gröberes Geröllmaterial, was doch zu erwarten wäre, wenn es bei diesem angeblich so bedeutenden Eisstand wenigstens zu einer kleinen Schuttausstrahlung gekommen wäre. Es sind aber immer nur feinere Kiese, von breiten Sandbändern unterbrochen, die die Senken vor dem Endmoränenwall ausfüllen. Es handelt sich um Material, das von den Schmelzwässern, die am Eisrand entlang einen Abfluß suchten, fortwährend umlagert wurde und dabei eine weitgehende Aufbereitung erfuhr. Zum Teil wurde es, wie die Deltaschichtung beweist, gegen den Eisrand angeschwemmt. Auch was die Breiten- und Höhenentwicklung der Moränen anbetrifft, hebt sich diese Eisrandlage nicht sonderlich von den übrigen ab, die sich hier an der linken Seite der Schussenzunge besser als an der rechten verfolgen lassen und alle das gleiche Bild bieten, wie es für die einzelnen Rückzugsstadien geschildert wurde.

An der rechten Flanke der Schussenzunge soll im Altdorfer Wald die sog. innere Jungendmoräne ihre größte Ausdehnung erreichen. Die Beobachtungen führten aber zu anderen Ergeb-

nissen. Der Altdorfer Wald stellt weder einen einheitlichen mächtigen Moränenwall dar, noch drängen sich in ihm mehrere, einzelne Endmoränenwälle zusammen. Eine eingehendere Betrachtung der betreffenden topographischen Blätter (163, 164, 168, 169) mag das Verständnis der folgenden Ausführungen erleichtern. Der Teil des Altdorfer Waldes zwischen dem Schussentobel und dem Durchbruchstal der Wolfegger Ach zeigt den Aufbau am klarsten. Das flache Schussenbecken liegt nördlich Weingarten bis Mochenwangen bei 440—50 m. Im Westen wird es durch einen 100—130 m hohen Steilabfall gegen das Moränengebiet der westlichen Schussenflanke begrenzt, im E und NE liegt das Jungmoränengebiet der östlichen Flanke ebenso hoch, hier ist aber der Abfall zum Schussenbecken erheblich sanfter. Der ganze Altdorfer Wald stellt einen gleichmäßig sich abböschenden Hang dar, der sich vom nördlichsten Ende des Schussenbeckens (Wolpertswende) in südöstlicher Richtung zum Waldburgrücken zieht und den Übergang von der hochliegenden Jungmoränenlandschaft zu dem darin tief eingesenkten Schussenbecken vermittelt. In den Hang haben nur einige Bäche — die beiden größten wurden schon genannt — ihre Tobel eingerissen, sonst ist der gleichmäßige Anstieg kaum gestört. 100—120 m geht es bergan, keine Moränenerhebungen queren den Hang, und erst dort, wo man die Höhe erreicht, liegen die Moränen der beschriebenen 4. Rückzugsrandlage. Nicht anders ist es auf der anderen Seite des Schussentobels, im nordwestlichsten Teile des Altdorfer Waldes, wo bei Mochenwangen das Schussenbecken endet, das Gelände sich gegen Norden rasch heraushebt und im Röschenwalde kulminiert. Auch hier ziehen wieder die Endmoränen der 4. Randlage durch. Auf der anderen Seite des Wolfegger Achtobels kommt dieser Anstieg nicht mehr so deutlich zum Ausdruck.

Was den Untergrund anbetrifft, so stellte E. Wagner (31, S. 328) fest, daß am westlichen Steilabfall des Schussenbeckens das Tertiär bis hoch hinauf reicht und am östlichen Abfall weder im Schussentobel noch im Wolfegger Achtobel sichtbar ist. Daraus schloß er, daß der Altdorfer Wald eine mindestens 60—80 m mächtige Moränenanschüttung sei, die sich am ehesten als Stirnmoräne erklärt. Die erste Beobachtung konnte ich bestätigen. Am östlichen Abfall zum Schussenbecken aber fand ich, daß auch hier das Tertiär stellenweise sehr hoch hinaufreicht. Wenn es

auch nicht überall so sichtbar ist wie dort, da hier ein ähnlicher Steilabfall fehlt, so finden sich zahlreiche Rinnsale, die noch in 560—70 m Höhe das Tertiär anschneiden. Solche Quellen finden sich östlich Waldbad[38]) im Baienfurther Forst. E. Wagner (31, S. 307) meint, daß auch „diese Ablagerung (unregelmäßig geschichtete Tertiärsande) jedenfalls durch Zusammenschiebung des vor- und unter dem Eise liegenden Tertiärmaterials" entstanden sei. An der gleichen Stelle spricht er davon, daß die tertiären Flinzmergel und die diluvialen Geschiebemergel oft nur schwer voneinander zu trennen seien und Sandmassen vielfach hoch hinauf greifen. Alle diese Beobachtungen sprechen weniger für mächtige Moränenablagerungen als für einen hohen Tertiärkern, der erst durch die zahlreichen Gletschervorstöße langsam erniedrigt wurde. E. Wagner gibt dies selbst zu, indem er schreibt, daß „anstehendes Tertiär wohl in nicht zu großer Tiefe zu suchen ist". Die Mächtigkeit der diluvialen Ablagerungen ist demnach auf der rechten Flanke der Schussenzunge nicht so bedeutend, wie es bisher immer dargestellt wurde. Wenn in den Tobeln selbst noch Grundmoräne vorkommt, so ist dies zumeist verschwemmtes und umgelagertes oder in das Tertiär eingearbeitetes Material.

Über den weiteren Verlauf der sogenannten inneren Jungendmoräne im Gebiete der Argenzunge schreibt F. Weidenbach (24, S. 99): „Der rechte Flügel weist zwei deutliche Wälle auf (neben verschiedenen unbedeutenden), die etwa über Leupolz, Ratzenried—Christazhofen—Rötenbach zum Abfall des Pfänderzuges verlaufen." Es ist also auch hier der Eisstand, den wir als die 3. und 4. Rückzugsrandlage bezeichneten. Das Blatt 176, Waldburg, der topographischen Karte 1:25000 von Württemberg zeigt einen ähnlichen Aufbau, wie wir ihn eben an dem Schussenbecken kennengelernt haben. Hier sind es aber zwei kleinere Becken, die weit nach Norden vorstoßen, das von Amtszell im Rohnebachtal und das von Leupolz im Karbachtal. Die Beckenform tritt durch die (stärker ausgezogene) 600 m Line gut heraus (siehe Abb. 10). Der Höhenunterschied beträgt wieder etwa 100 m. Wo die Becken sich im Norden herausheben, ist er geringer. Um die beiden Becken spannen sich die Endmoränen unserer 3. und 4. Rückzugsrandlage, sie stehen aber auch hier in

[38]) Im Wolfegger Achtobel.

keinem Zusammenhang mit der Beckenumrahmung, da sie sich nicht um die einzelnen Becken schlingen, sondern nur von einem Beckenende zum anderen schwingen. An sie schließen nach außen die schon erwähnten einzigen kleinen Schotterfelder an (bei Kofeld, nördlich Bodnegg; Langrain, südlich Waldburg; Langholz und Schlegelholz, südlich und südöstlich Edensbach). Bemerkenswert ist, daß sie eine unruhige Oberfläche besitzen oder nach einer Seite plötzlich steil abbrechen.[39]) Diese Erscheinung kann nur so erklärt werden, daß vor dem geschlossenen Eisrand noch zahlreiche Toteisreste lagen, die stellenweise umschüttet wurden und bei ihrem Wegschmelzen die heutigen frischen und unruhigen Formen hinterließen.

Wo weiter im E die Argenzunge des Rheingletschers zu randlich und zu hoch lag, um ein Becken auszuschürfen, tritt der Gegensatz zwischen der äußeren Jungmoränenlandschaft und den südlich davon liegenden tiefen Becken nicht mehr so deutlich im Landschaftsbild in Erscheinung.

Zusammenfassend ist folgendes festzustellen: In die Jungmoränenlandschaft des östlichen Rheingletschers stoßen einzelne tief eingesenkte Becken weit nach Norden vor. Sie reichen aber nur bis zu einer Linie, die 12—15 km innerhalb der äußersten Jungendmoränen und etwa parallel zu ihnen verläuft. Hier heben sie sich in einem raschen Anstieg zu dem etwa 100—130 m höheren, umliegenden Gebiet empor. Sie werden somit durch eine ausgeprägte Beckenumrandung gegen die davorliegende Jungmoränenlandschaft begrenzt, die sich ohne weiteren merklichen Anstieg bis zu dem äußersten Jungendmoränenkranz erstreckt. Hier fehlt eine ausgesprochene Beckenbildung, der Raum ist von flachen Wannen und niedrigen Moränenanhäufungen erfüllt. Unter letzteren konnten wir mindestens vier Endmoränenwälle ausscheiden, die einen gewissen Zusammenhang besitzen und sicher bestimmten Eisstillständen entsprechen. Die Endmoränen der 3. und 4. Rückzugsrandlage sind dabei oft der Umrahmung der tiefen Becken aufgesetzt. Dies ist auch der Grund, weswegen ihnen bisher eine so große Bedeutung zugeschrieben wurde. Man

[39]) Als Beispiel sei der Ostabfall des Schlegelholzes genannt (bei Eggenreute, Blatt 176 der topographischen Karte von Württemberg), wo das kleine Schotterfeld zwischen Amberg und Bommen an einem steilen Abfall zum Sigenhauser Weiher abbricht.

betrachtete sie nur im Zusammenhang mit dem 80—120 m steilen Abfall zu den Becken, der aber mit den dem Beckenrand aufgesetzten Endmoränen nichts zu tun hat. Dies zeigt der Umstand, daß die Endmoränen nicht an den Beckenrand gebunden sind, sondern oft von ihm wegziehen (westliche Flanke der Schussenzunge und westliche Flanke der Argenzunge) und sich hier wenig von den anderen Rückzugsendmoränen unterscheiden. Ebenso fällt diese Eisrandlage von Norden gesehen nicht besonders aus dem Rahmen der übrigen Rückzugsrandlagen; erblickt man sie aber von Süden, glaubt man einem mächtigen Moränenwall gegenüberzustehen, da die Endmoränen dieser Eisrandlage dort, wo sie dem Beckenrand aufgesetzt sind, morphologisch mit ihm eine Einheit bilden.[40]) Wenn sie auch stellenweise in ihren Dimensionen und in ihrem Zusammenhang die Ablagerungen der anderen Eisstillstände übertreffen, so erreichen sie doch nirgends die Bedeutung, wie die oben genannten Autoren es schildern. Nichts rechtfertigt die Gliederung in zwei Jungendmoränenkränze und es besteht kein Grund, aus der Zahl der beim Gletscherrückzuge der letzten Vereisung (WII) abgelagerten Endmoränenkränze einen stellenweise vielleicht etwas besser entwickelten herauszunehmen und dem äußersten Jungendmoränenkranz als sog. „inneren Jungendmoränenkranz" gegenüberzustellen.

Damit fällt zugleich auch die Deutung, die J. Knauer dem sog. inneren Jungendmoränenkranz gibt, welchem er eine altwürmeiszeitliche Entstehung zuschreibt und mit seinen über das ganze süddeutsche Vereisungsgebiet verfolgten WI-Moränen identifiziert. Er stützt sich bei seinen Ausführungen über „die WI-Ablagerungen im Gebiete des Rheingletschers" (12, S. 45 ff.) in erster Linie auf die Literatur und nur aus dem westlichsten Gebiet führt er einige Beobachtungen an. Wenn man allein die bisherigen Beschreibungen zugrunde legt, müßte man sich mit Knauer tatsächlich wundern, warum diesem angeblich so

---

[40]) Diese Beobachtung machte schon Probst (20), der als erster den Verlauf des sogenannten inneren Jungendmoränenwalles beschreibt, aber zugleich sagt, daß man „den Standpunkt doch einigermaßen auswählen müsse", um den Höhenzug zu erkennen. Wo Probst den sogenannten inneren Jungendmoränenwall (oder „Hauptzug des Gletschers", wie er ihn nennt) von Norden sieht (S. 101/2), erhält er ein ganz anderes Bild. Probst hatte also schon vollkommen richtig beobachtet.

mächtigen innerem Jungendmoränenkranz jede größeren Sander und Aflußrinnen fehlen und nur Seen, Weiher, Riede und Moore sich am Außensaume entlang ziehen. Nun existiert aber der sog. innere Jungendmoränenkranz im Gebiet des östlichen Rheingletschers nicht und Knauer ging daher bei seinen ganzen Folgerungen von einer falschen Voraussetzung aus. Es erübrigt sich daher ein Eingehen auf die einzelnen von J. Knauer angeführten Kriterien. Es sei vielleicht nur erwähnt, daß die von ihm geschilderten „drumlinisierten Formen" auf Blatt 176, Waldburg, auch außerhalb seines WI-Walles auftreten, also selbst dort, wohin der WI-Gletscher nicht gelangt ist. Die verschliffenen Formen auf Blatt Waldburg erklären sich damit, daß das Gebiet zu beiden Seiten des Waldburgrückens zwischen den beiden Zungen des östlichen Rheingletschers eingeklemmt und einer weit stärkeren Beanspruchung ausgesetzt war. Im übrigen zeigen die äußersten Jungendmoränen in der Gegend von Wolfegg sehr ähnliche Formen, da sie an der Grenznaht der beiden Gletscherzungen eine Art Mittelmoräne bildeten, die von Natur aus ein anderes Formenbild besitzen als die Stirnmoränen. Wenn Knauer schreibt (12, S. 47): „Im übrigen blieb der ganze Raum zwischen WI- und WII-Moräne vollkommen unberührt und bildet — wie im Osten — die Zone der kuppigen Grundmoränenlandschaft mit unzähligen Torfmösern und Wasseransammlungen", so trifft dies nur zu einem Teil zu. Über 150 Aufschlüsse des betreffenden Gebietes zeigen keine Überlagerung durch Grundmoräne.[41]) Meist sind es feine bis mittlere Kiese und Sande, welche die zwischen den Moränenerhebungen liegenden Senken ausfüllen und für den Eisrückzug typisch sind. Nur an wenigen Stellen sind diese Ablagerungen noch von einem Grundmoränenschleier überzogen wie gerade im Aufschluß am Schwabenhof, den auch J. Knauer erwähnt. Warum aber beim Eisrückzuge keine — wenigstens lokale — Ablagerung von Grundmoräne mehr stattgefunden haben soll, erscheint mir nicht erklärlich. Was die Grundmoränenüberdeckung anbetrifft, die J. Knauer zwischen Scheidegg, Weiler und Simmerberg beobachtet, so fand ich noch keine Gelegenheit, die Untersuchungen bis dorthin auszudehnen. Es ist aber zu bemerken, daß dieses Gebiet von einer Gletscherzunge

[41]) Zu dem gleichen Ergebnis führten auch die Untersuchungen von F. Weidenbach anläßlich der Kartierungen der Blätter Waldsee und Biberach.

eingenommen war, die vom übrigen Rheingletscher durch den hohen Pfänderrücken getrennt wurde. Die Verhältnisse aus diesem Raum können daher nicht so ohne weiteres auf das gesamte Gebiet des jungdiluvialen Rheingletschers übertragen werden.

3. Der Beckenrand des WI-Gletschers.

Es erhebt sich nun die Frage, worin sich in der Jungmoränenlandschaft des östlichen Rheingletschers der Vorstoß der älteren Würmeiszeit noch zu erkennen gibt, da wir feststellen mußten, daß alle Endmoränenkränze, die innerhalb der äußersten Jungendmoräne liegen, als Rückzugsbildungen ausscheiden. Wenn sich im Gebiet des jungdiluvialen östlichen Rheingletschers die Endmoränen der älteren Würmeiszeit ebenso wie alle anderen in diesem Raum steckengebliebenen Vorstöße nicht mehr herausschälen lassen, so gibt es dennoch einige Anzeichen, die für die Existenz der älteren Würmeiszeit sprechen, ganz abgesehen davon, daß die Schotterentwicklung im Vorland diese Frage schon eindeutig beantwortet hat.

Der Jungmoränenraum des östlichen Rheingletschers weist in seiner Großformung eine bestimmte Anlage auf. Dies gilt für das Gebiet beider Gletscherzungen. Klar wird dies durch zwei Profile, die wir in der Strömungsrichtung der Gletscherzungen legen, das eine vom Alpentor des Rheintales in nördlicher Richtung über das Schussen- und Rißtal zur Donau, das andere in nordöstlicher Richtung über das Argen- und Aitrachtal zur Iller. Beim ersten Profil längs der Hauptachse der Schussenzunge folgt auf die Zentraldepression des Bodenseebeckens ein plötzlicher Anstieg auf 400 m. Im daran anschließenden, sich trichterförmig verschmälernden Schussenbecken fehlt ein merklicher Anstieg, das Gefälle des vom Bodensee bis zu seinem Nordende etwa 30 km langen Beckens beträgt nur 3,3‰. Hier hebt sich der Beckenboden rasch zu der eigentlichen Jungmoränenlandschaft empor, die 100—130 m über dem Schussenbecken liegt und sich ohne sonderliche Höhendifferenz bis zur äußersten Jungendmoräne erstreckt. Das gleiche Aussehen hat das zweite in der Richtung der Hauptachse der Argenzunge gelegte Profil nur mit dem Unterschied, daß alles um etwa 100 m höher liegt. Dementsprechend

folgt auf die Bodenseedepression gleich ein Anstieg auf 500 m, bis zur 600 m Linie ist er wieder nur gering (5‰). Am Ende des Argenbeckens liegt die steile Umrahmung, jenseits welcher in etwa 700 m Höhe sich das Gelände bis zur äußersten Jungendmoräne hinzieht. Das Eigenartige ist in beiden Fällen der auffällige Anstieg am Ende der beiden Becken, am tiefen schlauchartigen Schussenbecken von 450 m auf 550 m und am mehr flacheren Argenbecken von 550 m auf 650 m.[42]) Die Umrahmung der tiefen Becken wollen wir als den inneren Beckenrand bezeichnen im Gegensatz zum äußeren Beckenrand, dem die äußersten Jungendmoränen aufgesetzt sind und der das Gebiet des WII-Gletschers umgrenzt. Beide Beckenränder trennen verschiedene Landschaftstypen, der äußere Beckenrand das Jungmoränengebiet von dem davor gelagerten Gürtel der Altmoränen und der innere Beckenrand innerhalb des Jungmoränengebietes einen Gürtel höher liegenden Gebietes von den südlichen Beckenräumen.

Der Raum zwischen den beiden Beckenrändern liegt wie gesagt überall etwa in gleicher Höhe, gegen die äußersten Jungendmoränen hin findet kein sonderlicher Anstieg mehr statt. Bei näherer Betrachtung lassen sich aber auch hier einzelne tiefer liegende Gebiete herausschälen, die voneinander durch nach innen spitz zulaufende höhere Sporne getrennt weden. Im Gebiet der Schussenzunge liegt ein solches zwischen Wilhelmskirch und Ostrach, ein weiteres zwischen Altshausen und Aulendorf und ein drittes zwischen Schussenried und Waldsee. Zwischen ihnen stoßen die einzelnen Sporne vor, der Sporn von Königseggwald—Altshausen, die südliche Fortsetzung des Wagenhardt bildend, und der Sporn der Atzenberger Höhe. Im Gebiet der Argenzunge sind die flachen Becken nicht so gut zu erkennen. Immerhin trennen auch hier einzelne Höhengebiete dazwischen liegende, meist vermoorte Senken. Das Hochgelände zwischen Eintürnen—Arnach und Wiggenreute trennt ein Niederungsgebiet, das die zahlreichen Weiher und Seen östlich Wolfegg enthält, von einem flachen Becken nordöstlich von Kißlegg, das das große Gründlen- und Rotseemoos beherbergt. Die Höhen um Gebrazhofen scheiden

---

[42]) Ähnliches beschreibt W. Schmiddle (22, S. 73 ff.) aus dem Gebiet des westlichen Rheingletschers. Es treten jeweils mehrere (meist zwei oder drei) hintereinander liegende Becken auf, von denen das hintere immer höher als das vordere liegt.

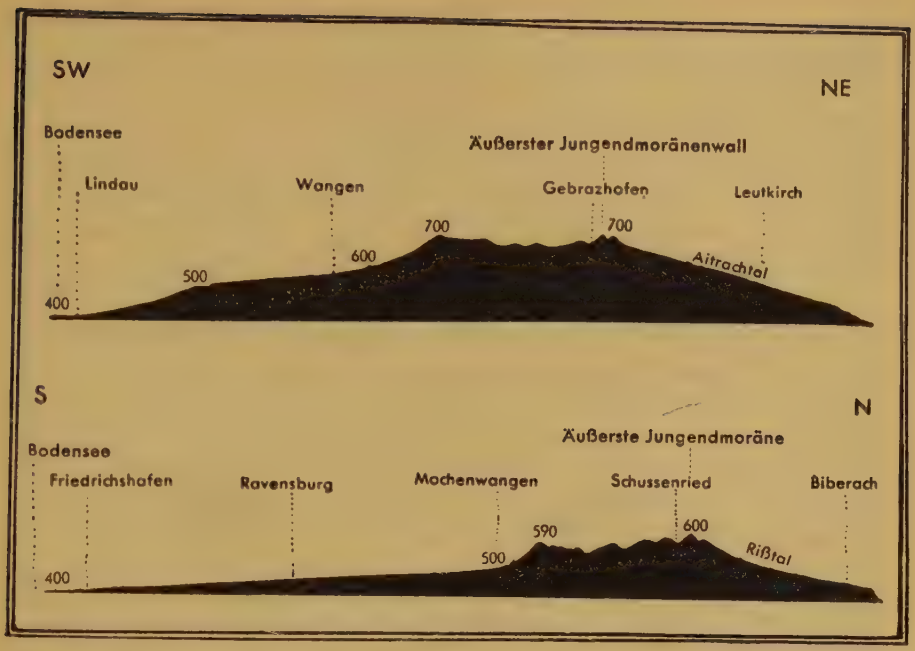

Abb. 8. Längsprofile durch das Jungmoränengebiet des östlichen Rheingletschers. Länge 1 : 400 000, Höhe 1 : 20 000.

letzteres wieder von der Senke zwischen Beuren und Herlazhofen. Südlich der Molasserücken des Gumpeltshofer und Menelzhofer Berges erstreckt sich das weite Becken von Isny. Als letzte Senke erscheint das Becken von Gestraz. Alle diese äußeren, flachen Becken treten wie gesagt weniger durch ihre tiefe Lage in Erscheinung, als vielmehr entweder durch die zwischen ihnen stehengebliebenen Klötze und Sporne oder durch die großen Wasseransammlungen, die eine intensive Vermoorung zur Folge hatten. Daß in den Becken Teilströme des Gletschers ihren Weg nahmen, zeigt erstens die Tatsache, daß eine merkliche Erosion allein in diesen Senken wirksam war, während die dazwischen liegenden Sporne nur von Grundmoräne überkleidet wurden, und zweitens die Erscheinung, daß am Ende der flachen Becken die äußersten Jungendmoränen sich deutlich nach außen stülpen. So bei Ostrach, Saulgau, Schussenried—Waldsee, am Rohrsee, bei Arnach—Diepoldshofen, Urlau und Isny. Wir haben es danach also mit typischen Zweigbecken zu tun (siehe Abb. 10).

Verfolgt man nun diese Zweigbecken nach innen, so sollte man annehmen, daß sie allmählich gegen Süden einfallen und in den Hauptbecken der Schussen- und Argenzunge auslaufen. Aber nichts von dem tritt ein. Im Gegenteil, sie verflachen sich noch mehr und streichen schließlich außerhalb des inneren Beckenrandes aus. Letzterer bildet die Begrenzung eines ganz anderen Beckensystems, das mit dem äußeren in keiner direkten Beziehung steht. Die steile Beckenumrahmung des unteren Schussen- und Argenbeckens wird an keiner Stelle von den äußeren Zweigbecken durchbrochen. Daß diese sich ehedem nach Süden fortsetzten und erst beim Eisrückzuge verschüttet wurden, trifft auch nicht zu, da wir feststellen mußten, daß am inneren Beckenrand auch das Tertiär sich hoch hinauf hebt. Ebenso kann die Entstehung dieses inneren Beckenrandes nicht dadurch erklärt werden, daß der Gletscher sich an dieser Linie in seine einzelnen Teilströme aufgelöst und dabei merklich an Erosionskraft verloren hat. Dies würde nur ein mehr oder weniger schnelles Abebben der Erosionskraft zur Folge haben und ein verschieden rasches Aufsteigen der Beckenböden bedingen. Auf jeden Fall aber müßte der eigentliche Beckenrand am Außensaume des Gletschers liegen dort, wo der Kranz der äußersten Jungendmoränen abgelagert wurde.

Der Grund für die Entstehung dieses Beckenrandes ist ein anderer. Die inneren Becken und ihre Umrahmung waren schon vorhanden, als der im Abschmelzen begriffene WII-Gletscher ihm seine Rückzugsmoränen aufsetzte. Der innere Beckenrand war auch schon vorhanden, als der Vorstoß des WII-Gletschers über ihn hinwegging. Er ist älterer Entstehung und stellt die Beckenumrahmung eines früheren Gletschervorstoßes dar. Daß dem Beckenrand ein rißeiszeitliches Alter zukommt, erscheint kaum möglich, da die Riß-Vorstöße weit über den Jungmoränenraum hinausgingen. Alles spricht für eine altwürmeiszeitliche Anlage. Wir erkennen in ihm den Beckenrand des WI-Gletschers, der, wie schon die Schotterentwicklung und Terrassengliederung forderten und auch die Verhältnisse im benachbarten Illergletscher andeuteten, hinter der Ausdehnung des folgenden WII-Gletschers zurückgeblieben ist.

An dieser Stelle ist zu betonen, daß es sich bei dem inneren Beckenrand keineswegs um die Grenze zwischen dem Stamm-

becken und den Zweigbecken handelt.[43]) Das Stammbecken erfüllt in unserem Falle der Bodensee, die Zweigbecken liegen an der unteren Schussen und der Argen. Sie setzen sich aber nicht, wie es an den anderen Gletschergebieten der Fall ist, bis zum Beckenrand des WII-Gletschers fort, sondern heben sich schon vorher heraus und zwar dort, wo der Beckenrand des WI-Gletschers liegt. Die flachen äußeren Zweigbecken zwischen den beiden Beckenrändern veranschaulichen die jüngste Beckenbildung, wobei es dem letzten Gletschervorstoß (WII) nicht gelang, den älteren WI-Beckenrand zu verschleifen.

Der Verlauf des WI-Beckenrandes im einzelnen wurde schon beschrieben. Die Schussenzunge beschränkte sich auf das Becken der unteren Schussen, der Beckenrand im Altdorfer Wald wurde erwähnt. An der Argenzunge, die sich aus mehreren gleichstarken Teilströmen zusammensetzte, sind dementsprechend auch mehrere einzelne Becken ausgebildet: Das Amtszeller und Leupolzer Becken, weiter das Becken an der unteren Argen, am Gießbach und an der oberen Argen. Überall ist die Höhendifferenz zu beiden Seiten des inneren Beckenrandes so beträchtlich, daß sich gleich von Anfang an die Aufmerksamkeit auf ihn lenkte. Gerade in den letztgenannten Becken kann man eine Beobachtung machen, die uns ein neues Stadium der Beckenentwicklung vor Augen führt. Die Beckenränder sind nämlich in der Richtung des erneut vorstoßenden Eises ausgezogen. Der Teil des Beckenrandes, der das Becken des Gießbaches und der oberen Argen im Norden begrenzt und zwischen Alperts und Siggen (Blatt 177 und 182) einen äußerst steilen Abfall bildet, ist gegen E hin ausgezogen und läuft in dieser Richtung allmählich aus. Das gleiche gilt für den mächtigen Waldburgrücken, der seine Erhaltung der Teilung des östlichen Rheingletschers in seine beiden Zungen zu verdanken hat. Daß er in dieser Funktion als Eisscheide schon in älteren Vereisungen vorhanden war, bezeugt sein hoher tertiärer Kern und das Auftreten älterer Glazialablagerungen.

Von Interesse ist der Aufschluß am Westabfall des Waldburgrückens, die Kiesgrube im Weißenbronner Wald etwa 1 km südlich Weißenbronnen

[43]) Wenn A. Penck (19, S. 415) feststellt, daß die Zweigbecken oft durch eine Schwelle vom Stammbecken getrennt werden, so trifft dies im Gebiet des östlichen Rheingletschers nicht zu. An der gleichen Stelle schreibt ja auch Penck selber, daß zwischen dem Bodensee und dem Zweigbecken der Schussen eine solche Schwelle fehlt.

(zwischen Wolfegg und Bergatreute). Hier ist zwischen 640 und 650 m verfestigter Schotter und Moräne aufgeschlossen. Gekritzte und kantige Geschiebe kommen in ansehnlicher Größe vor, sie liegen zum Teil in Blocklehmpackung, zum Teil im Schottermaterial. Im Liegenden und Hangenden erscheint ein wenig geschichteter und unsortierter, noch sehr lehmiger Schotter, der mit der Moräne einen Komplex bildet. Das Material ist vollkommen frisch und macht trotz seiner Verfestigung nicht den Eindruck einer rißeiszeitlichen Ablagerung. Wenn auch der Grad der Verfestigung an sich kein Kriterium ist — in der Schotterlandschaft sind oft noch Partien von WII-Schottern verfestigt —, so ist doch bemerkenswert, daß hier eine derart verfestigte Ablagerung auftritt, während die WII-Schotter und Moränen in nächster Nachbarschaft durchwegs lose sind. Es wird sich hier sicher um eine Ablagerung handeln, die der älteren Würmeiszeit angehört, sich zwischen den beiden Gletscherzungen der WII-Vereisung erhalten hat und nur von ihren Ablagerungen überschüttet wurde.

Wenn keine überfahrenen WI-Moränen vorhanden sind — im Gegensatz zu anderen Glazialgebieten des Alpenvorlandes, wo sie von B. Eberl und J. Knauer beschrieben wurden —, so hat dies im Gebiete des Rheingletschers seine bestimmten Gründe. Am Illergletscher ist der WII-Vorstoß nur etwa 1—2 km über den WI-Vorstoß hinausgegangen. An manchen anderen Gletschern des süddeutschen Vereisungsgebietes sind die Ausmaße etwas größer, betragen aber selten mehr denn 5 km. Der östliche Rheingletscher aber stieß in der jüngeren Würmeiszeit 10—15 km weiter in das Vorland vor als in der älteren Würmeiszeit. Während in den anderen Glazialräumen die WI-Endmoränen in einem Gebiet liegen, wo der WII-Eisfächer schon so ausgedünnt war, daß er die älteren Endmoränenwälle kaum mehr beseitigen konnte, befinden sich die WI-Endmoränen des östlichen Rheingletschers viel tiefer im Beckenraum, wo der Eiskuchen noch eine große Mächtigkeit besaß und den Untergrund in beträchtlichen Ausmaßen bearbeiten und ältere Ablagerungen aufarbeiten konnte.

4. Die Entstehung der Becken.

So rundet sich allmählich das Bild der auf den ersten Blick kompliziert erscheinenden Beckenanlage des östlichen Rheingletschers ab. Allein die Existenz einer älteren Würmeiszeit gibt eine Erklärung für die eigenartige Anlage. Der altwürmeiszeitliche Gletscher erfüllte gerade das Stammbecken des großen rißeiszeitlichen Eiskuchens. Sein Beckenrand lag etwa an den Südenden der die einzelnen rißeiszeitlichen Zweigbecken flankieren-

den Sporne. Von hier aus wurde das davorliegende Gelände zugeschottert, vor allem aber schon damals die rißeiszeitlichen Zweigbecken abgedämmt. Der letzte Eisvorstoß hat den von ihm vorgefundenen WI-Beckenrand zum Teil verschärft, zum Teil ausgezogen und verschliffen und seinen Beckenrand 10—12 km weiter nach Norden vorgelegt. Die Zweigbecken, die seine Teilströme ausschürften, erfuhren natürlich nicht die Austiefung wie die älteren WI-Becken, die ja zweimal vom Eis bearbeitet wurden. Bei dieser Tätigkeit (beim Überschreiten des WI-Beckenrandes) verloren die Teilströme einen Teil ihrer Erosionskraft und die von ihnen außerhalb des WI-Beckenrandes angelegten Zweigbecken hatten daher nur flache, wannenartige Formen.

Es trat hier dasselbe ein wie bei dem weit über sein Stammbecken hinausgefahrenen Rißgletscher. F. Weidenbach (34, S. 82) macht darauf aufmerksam, daß dies der eigentliche Grund ist, weswegen im Gebiet des östlichen Rheingletschers die Altendmoränen nicht so in Erscheinung treten wie die Jungendmoränen. Die Ursache für die geringe Austiefung der Zweigbecken des letzten diluvialen Eisvorstoßes ist die gleiche. Sie wurden vom Eis nur einmal bearbeitet, während erst die Summe der Erosionsleistungen von mehreren, in der gleichen Richtung sich bewegenden Gletschervorstößen es zur Entstehung von ausgeprägten Becken kommen läßt.[44]) Wie die Beckenbildung beginnt, können wir dort beobachten, wo der Rißgletscher weit über sein Stammbecken auf das Schottervorland des Mindelgletschers hinausgefahren ist, oder dort, wo der WII-Gletscher sich auf das Schottervorland des WI-Gletschers gelegt hat. Drei gleiche, nur verschieden alte Formenserien liegen hier radial hintereinander: Außen die rißeiszeitlichen Zweigbecken, in einem inneren Gürtel die jungwürmeiszeitlichen und ganz innen die tief ausgeschürften altwürmeiszeitlichen Becken als letzter Rest der WI-Vereisung im Jungmoränenraume des östlichen Rheingletschers.

Die zwischen den flachen Zweigbecken sich erhebenden Sporne treten immer als Fortsetzung der Altmoränenrücken auf, die sich um die von den Jungendmoränen abgedämmten rißeiszeitlichen Zweigbecken schlingen. Am deutlichsten tritt dies bei der Atzenberger Höhe in Erscheinung, die das südliche Ende des zwischen

---

[44]) Siehe auch die grundlegenden Ausführungen B. Eberl's über die Beckenbildung (5, S. 115).

dem Federseebecken und dem Saulgauer Becken vorspringenden Altmoränenkeils darstellt. Aber auch für alle anderen Sporne trifft dies zu. So zieht sich das Hochgelände von Wilhelmsdorf—Altshausen und das von Ostrach—Saulgau sowohl durch das Altmoränen- als auch durch das Jungmoränengebiet. Dem Waldburger Rücken entspricht im Altmoränengürtel der ganz ähnliche, schmale und lange Rücken, der in der Verlängerung des Waldburgrückens nach NNE zieht und die westliche Begrenzung des Wurzacher Beckens bildet. So wie am Nordende des Waldburger Rückens dort, wo sich die beiden Zungen des östlichen Rheingletschers voneinander lösen, die äußersten Jungendmoränen bei Wolfegg weit nach Süden zurückspringen, so bilden die äußersten Altendmoränen eine gleiche Kerbe, die genau in der Verlängerung des Waldburgrückens bei Steinhausen an der Rottum liegt. Die südlichsten Enden dieser noch in das Jungmoränengebiet hineinreichenden Rücken dürften daher in ihrem Kern aus tertiärem oder mittel- bzw. altdiluvialem Material bestehen. Die Sporne wurden in der Folge nur von jungglazialen Ablagerungen umschüttet, die eigentliche Erosionsleistung fand zum größten Teil nur in den dazwischenliegenden Zweigbecken statt. Ähnlich den Spornen erscheinen auch die zwischen den beiden würmeiszeitlichen Beckenrändern liegenden flachen Zweigbecken als die südliche Fortsetzung der außerhalb des Jungmoränenraumes befindlichen rißeiszeitlichen Zweigbecken.

Die einzelnen Teilströme des Gletschers benutzten beim Vorrücken des Eises wieder Wege, die schon in der Rißeiszeit angelegt waren. Wo sie sich vom großen Eisstrom lösten, suchten sie die älteren Beckenrinnen auf, um hier — in der Richtung des geringsten Widerstandes — in das Vorland vorzustoßen. Die Parallelität der Beckenanlage des rißeiszeitlichen Moränengebietes mit der des würmeiszeitlichen ist auffallend. Die Hauptkonstruktionslinien (im Sinne B. Eberl's) der Moränenlandschaft strahlen von dem Alpentor des Rheintales, der Austrittsstelle der diluvialen Rheintalgletscher, in radialer Richtung in das Vorland aus, sie ziehen sich nicht nur durch das würmeiszeitliche Moränengebiet, sondern setzen sich auch im rißeiszeitlichen Gletscherbereich fort.

Dieser Umstand zeigt, daß es weniger die Beschaffenheit des Untergrundes war, die bewirkte, daß eine kompakte Eismasse

sich in einzelne Zungen auflöste, sondern daß — wie B. Eberl (5, S. 138) es so vortrefflich am Beispiel des Iller-Lechgletschers dargestellt hat — der große Eisstrom von vornherein aus mehreren selbständigen Teilströmen bestand, die beim Austritt aus den engen Alpentälern sich sofort voneinander lösten und eigene Wege einschlugen. Es ist nur natürlich, wenn sie dabei in die älteren tieferen Beckenrinnen gelangten und ihre weitere Richtung von ihnen beeinflußt wurde. Das Primäre jedoch war die Tendenz der Teilströme, sich voneinander zu sondern. In zweiter Linie erst übte die Beschaffenheit des Untergrundes einen Einfluß auf die Bewegungsrichtung der Teilströme aus, niemals aber bewirkte sie von sich aus eine Aufspaltung der Eismassen. So erklärt sich die auffällige, radial hintereinander gestaffelte Folge der rißeiszeitlichen, der alt- und jungwürmeiszeitlichen Becken. Wo dies nicht der Fall ist, ein Becken aus der radialen Stellung zum Alpentor herausgeschoben erscheint, ist es lediglich ein Zeichen für die selbständige Kraftentfaltung der Gletscherteilströme, die dann auch über Hindernisse hinweg sich einen anderen Weg suchten. Oft ist dies allerdings nicht zu beobachten, was für eine weitgehende Konstanz der Bewegungsrichtung der Gletscherteilströme spricht.

Eine andere Erscheinung legt noch dar, wie verschiedenartig die Eisbewegung in dem nur einer oberflächlichen Untersuchung einheitlich erscheinenden Eislobus war. Sie bezeugt, daß die einzelnen Eisströme gegenseitig scharf begrenzt waren und in ihrer Erosionsleistung verschiedene Ausmaße erreichten. Es sind das im Gelände auftretende Leisten, die sich oft auf lange Strecken verfolgen lassen. Besonders auffällig ist der Ostabfall des erwähnten Spornes der Atzenberger Höhe. Die Leiste zieht von westlich Schussenried nach Süden über Aulendorf, Wolpertswende nach Weiler. Der Steilabfall mißt etwa 100—150 m. Eine andere Leiste begrenzt das Altshauser Zweigbecken im Westen und zieht südlich Hüttenreute nach Fronhofen. Im Gebiet der Argenzunge fällt besonders die Leiste auf, die sich von Grund (südwestlich von Wolfegg) nach Sommer und Karsee erstreckt und im weiteren Verlauf das Leupolzer Becken im Westen begrenzt. Daneben lenkt der Abfall entlang der Linie Wangen—Rohrdorf die Aufmerksamkeit auf sich. Die Leisten treten eigenartigerweise immer nur an der linken Seite der Zweigbecken (in der Bewegungs-

richtung des Eises gesehen) auf. Die eigentliche Eisbewegung ging in den tieferen Furchen vor sich. Die jeweils in der Strömungsrichtung des Eises ausgezogenen Leisten bilden die Naht zweier Teilströme oder begrenzen einen kräftiger bewegten Teilstrom von einem Gebiet unbewegten oder wenig bewegten Eises. Daß diese Grenze äußerst scharf war, zeigen die steilen, wandartigen Stufen. Wenn das Eis sonst die Unebenheiten im Gelände glättete und beseitigte, so wurden hier an der Naht gegen den nächsten Eisstrom die Geländestufen noch schärfer herausgearbeitet.

Der Untergrund zeichnet genau die Strömungsverhältnisse des Eises nach und die verschieden hohen scharfen Leisten lassen erkennen, in welch' verschiedenem Maße der Boden vom Eis bearbeitet wurde. Daß dies einzig durch die Erosionskraft selbständiger Teilströme geschehen ist, machen zum Überfluß noch die Unterschiede in der Geschiebeführung klar. Schon einer weniger eingehenden Betrachtung fällt auf, daß im Gebiet der Schussenzunge ein anderes Material vorherrscht als in dem der Argenzunge, und das Gebiet des östlichen Teilstromes auf der anderen Seite des Pfänders sich noch deutlicher abhebt. Diese Erscheinung ist im Moränenraum des Rheingletschers eine altbekannte Tatsache und des öfteren untersucht und beschrieben worden. Schon im Jahre 1866 berichtet der Diakonus Steudel aus Ravensburg (27, S. 105), daß im Bereich des östlichen Rheingletschers nur Geschiebe vorkommen, deren Ursprungsgebiet auf der rechten Rheinseite liegt (Vorarlberg, Prättigau, Pläsur usw.), während die für das Gebiet links des Alpenrheins charakteristischen Gesteine fehlen, aber dafür im westlichen Flügel des Rheingletschers häufig sind. Er erklärt diese Beobachtungen vollkommen richtig, indem er schreibt, daß der Rheingletscher sich ähnlich dem Rhonegletscher fächerartig im Vorland ausgebreitet hat, und dabei die Gesteine der rechten Rheintalseite im östlichen und die des linken Einzugsgebietes im westlichen Gebiet des Rheingletschers abgelagert wurden.

Dies sind Gedanken, die zuletzt B. Eberl (5, S. 109 ff.) weiter verfolgt hat. Die Anlage und die Gestaltung des Beckenraumes hat ihre Ursache in der Erosionskraft der selbständigen Teilströme, die zwar entsprechend der bei jeder Vereisung gleichbleibenden Anzahl die vorgezeichneten älteren Bahnen benutzten, aber von-

einander unabhängig und auch in ihren Erosionswirkungen verschieden waren. Alle diese Erscheinungen sind in schönster Weise im Gebiet des östlichen Rheingletschers zu beobachten. Je weiter der Gletscher in das Vorland gelangte, um so mehr sondern sich die einzelnen Teilströme voneinander ab. Zwischen den Molasseklötzen des Göhrenberges und des Pfänders war er noch verhältnismäßig eingeengt. Hier liegen auch die bekannten Drumlinlandschaften (bei Lindau, Tettnang und Friedrichshafen). Gegen Norden zu entfalteten sich die einzelnen Teilströme rasch. Dies erkennen wir schon an den einzelnen Becken des altwürmeiszeitlichen Gletschers. Im Beckenraum des jungwürmeiszeitlichen Gletschers lagen zwischen den einzelnen Teilströmen schon ansehnliche Massen unbewegten Eises und im Gebiet des rißeiszeitlichen Gletschers mit seiner bedeutenderen Ausdehnung nahmen sie schon den größeren Raum ein, während die Teilströme sich in schmalen und langgestreckten Beckenrinnen vorwärts bewegten, ohne größere Erosionsleistungen zu vollbringen.

Zusammenfassung

1. Kapitel: Im Donautal ist zwischen der Riß- und Günzmündung in der Hauptsache nur eine würmeiszeitliche Anschüttung vorhanden. Ihr Gefälle wird gestört durch die Schwemmkegel, die von den glazialen Schmelzwasserströmen in das Donautal geschüttet wurden. Die größten sind im oberschwäbischen Teil des Donautales die der Riß, der Iller, der Mindel und des Lechs. Die Tertiärausbisse zwischen den einzelnen Anschüttungen werden durch sie fast immer verdeckt, oft sogar ganze ältere Terrassen verschüttet. Die Überhöhung des NT-Niveaus des Donautales durch den Illerschwemmkegel beträgt 10 m. Die gegen Süden gerichtete Tendenz der Donau wird durch die Schwemmkegel gehemmt und dadurch eine Art Gleichgewichtszustand hergestellt. An den Mündungen der größeren Zuflüsse biegt die Donau nach Norden aus, da sie deren Schwemmkegel umgehen muß. Der Schwemmkegel, der sich aus dem (Weißenhorner) Rothtal in das Donautal erstreckte, ist ebenso wie alle rißeiszeitlichen heute ganz beseitigt, den der Mindel hat der Strom erst zur Hälfte entfernen können, die Schwemmkegel der Riß und Iller sind noch erhalten.

2. Kapitel: Die würmeiszeitliche Anschüttung des Donautales setzt sich in den Tälern der Riß, der Iller und der Günz aufwärts fort und tritt mit den äußersten Jungendmoränen in Verbindung. Aus diesem System fällt die Anschüttung im Rothtal heraus. Sie nimmt ein höheres Niveau ein und hat im Donautal keine direkte größere Fortsetzung.

3. Kapitel: Zwischen Memmingen und Kellmünz fehlt der das Illertal und Rothtal trennende Riedel und ihre Schotterstränge weiten sich zu zwei großen Schotterfeldern aus. Es handelt sich um selbständige würmeiszeitliche Anschüttungen, die während zweier Gletschervorstöße abgelagert wurden. Neben die verschiedenen Lage- und Gefällsverhältnisse treten als entscheidende Kriterien die andere Geröllzusammensetzung und die Überlagerung der WI-Anschüttung mit dem während der WII-Phase aus dem tieferen WII-Feld ausgewehten Löß. Letzterer dürfte ganz allgemeine Beachtung verdienen, da noch nirgends in der Literatur ein jungglazialer Löß mit derart klaren Lagerungsverhältnissen

erwähnt wurde. Neben den ansehnlichen Erosionsbeträgen bezeugt dieser den selbständigen Charakter der beiden würmeiszeitlichen Aufschüttungsperioden, die durch ein längeres Interstadial getrennt wurden.

Die Iller nahm während der älteren Würmeiszeit ihren Lauf durch das Rothtal. Das untere Illertal gehörte damals einem in der altdiluvialen Schotterplatte wurzelnden Flusse an. Erst am Ende der WI-Phase gelang der Durchbruch in das heutige Tal. Eine Talgabelung der Iller hat nie stattgefunden, ebenso ist der Mündungstrichter nicht von der Donau, sondern von der Iller selbst geschaffen worden.

Alle jung- und mitteldiluvialen Anschüttungen im Vorlande des Rheingletschers und in den benachbarten Gebieten, die zentralalpines Material enthalten, erweisen sich als fluvioglaziale und nicht als interglaziale Ablagerungen. In diesem Falle ist ein Nachweis durch die Verknüpfung mit Moränen nicht unbedingt erforderlich.

4. Kapitel: In der Memminger Abflußrinne bricht die WI-Terrasse gegen Süden hin ab, ihre Verknüpfung mit Moränen ist durch den weiter reichenden WII-Vorstoß unterbrochen. Die WII-Anschüttung erfüllt das Memminger Trockental und geht in einem schönen Übergangskegel in die äußersten Jungendmoränen über. Die Geröllzählungen lassen erkennen, wo der nur kalkalpine Gerölle führende Schmelzwasserstrom des Memminger Tales in die Illertalrinne mündete. Unterhalb Memmingen beißt zwischen der WI- und der WII-Anschüttung noch das Tertiär aus, gegen Norden laufen die Terrassen zusammen und gegen Süden beginnt die Überschneidung der älteren Terrasse durch die jüngere.

Ein dritter Würmvorstoß hat nicht stattgefunden, die WII-Phase ist die letzte große Vereisungsperiode. Der Gletscher zog sich seitdem stetig zurück. Eine neuerliche Vorlandsverschotterung fand nirgends mehr statt. Die hochgelegenen Ablaufrinnen blieben als Trockentäler liegen, andere waren nur noch während des ersten Rückzugsstillstandes in Funktion und nur in den Tälern der größeren Flüsse (Iller, Wertach, Lech) spiegelt sich eine längere spätglaziale Entwicklung wider.

Die Ausführungen K. Troll's über die Vermoorung auf den NT treffen in unserem Gebiete nicht zu. Die Vermoorung ist keineswegs an die Stirn „jüngerer Aufschwemmungen" gebunden, sondern überall die Folge von Profilverengungen des Grundwasserträgers.

5. Kapitel: Auch in der Illertalrinne steht die tiefere NT mit den äußersten Jungendmoränen in Verbindung. In ihr ist eine schöne Erosionsterrassenlandschaft ausgebildet. Mehrere Erosionsterrassen lassen sich auf längere Strecken verfolgen. Die Auffassung von K. Troll, daß jede jüngere Erosionsterrasse weiter abwärts auf der Hauptniederterrasse auslaufen muß als die ältere, trifft nicht zu. Es wird nachgewiesen, daß K. Troll bei seiner theoretischen Entwicklung des spätglazialen Erosionsvorganges von unrichtigen Voraussetzungen ausgeht und zu falschen Vorstellungen gelangt. Die spätglaziale Zertalung unterliegt keiner gleichbleibenden Gesetzmäßigkeit, sondern ist eine Funktion mehrerer verschiedener und veränderlicher Faktoren, die man weder bei einem Gletscher genau bestimmen, noch bei mehreren Gletschern auf einen Nenner bringen kann. Ebenso fehlen die „jüngeren Aufschwemmungen" als Korrelatbildungen der Erosionsflächen. Wenn sie in unserem Gebiet vorhanden sind — stratigraphisch und morphologisch lassen sie sich nicht erkennen —, dann kommt ihnen in keinem Falle die Bedeutung zu, die ihnen K. Troll von der Münchener Ebene ausgehend für alle jungen Schotterfluren zuschreibt.

Auch in ihrer mittleren Laufstrecke hat die Iller in der Würmeiszeit eine größere Laufverlegung erlebt und zwar wieder am Ausgang der WI-Phase, als sie das Memminger Trockental verließ und seitdem ihr heutiges Tal benutzt. Der Fluß hat also im würmeiszeitlichen Interstadial sein unteres und mittleres Tal auf einer Länge von 75 km geräumt und ein neues 8—12 km westlich davon liegendes bezogen.

6. Kapitel: Wie überall tritt auch im Aitrachtal, der Abflußrinne, die zum östlichen Rheingletscher zieht, die WII-Anschüttung mit den äußersten Jungendmoränen in Verbindung. In ihren Gefällsverhältnissen macht sich der rißeiszeitliche Beckenrand noch bemerkbar. Die beiden würmeiszeitlichen Vorstöße blieben tief im

rißeiszeitlichen Beckenraum stecken und mußten das Vorland erst verschottern, ehe ihre Schmelzwässer in das Flußnetz der Donau übertreten konnten. So erklärt sich der Gefällsknick zwischen der WII-Anschüttung des Aitrachtales und der des Illertales.

Der rißeiszeitliche Beckenrand schied die zur Iller entwässernde Aitrach von der zum Bodensee gerichteten Argen. In der Würmeiszeit wurde mit dem neuen Beckenrand auch die Hauptwasserscheide zurückverlegt und die Argen verlor ihren alten Oberlauf an die Aitrach.

Typisch für den Rheingletscher sind die peripherischen Gerinne, die in radialer Richtung den Gürtel der Altmoränen durchbrechen (Riß und Aitrach).

7. Kapitel: Im Bereich des Illergletschers liegt zwischen den äußersten Jungendmoränen und der ersten Rückzugsrandlage der WII-Vereisung ein weiterer Moränenkranz, in dem B. Eberl die überfahrenen WI-Moränen erkannte. Diese Auffassung konnte bestätigt werden. Einige weitere Belege für das altwürmeiszeitliche Alter dieser Ablagerung wurden erbracht.

8. Kapitel: Der östliche Rheingletscher setzt sich aus zwei selbständigen Gletscherzungen, der Schussenzunge und der Argenzunge zusammen. Innerhalb des äußersten Jungendmoränenkranzes liegen die Endmoränenwälle von 3—5 Stillstandslagen, die den Raum zwischen den inneren Becken und dem WII-Beckenrand erfüllen. Ebenso wie im Moränengebiet des Illergletschers ist auch hier ein dritter Vorstoß der Würmeiszeit nicht zu erkennen.

Ein sogenannter innerer Jungendmoränenkranz besteht im Gebiet des östlichen Rheingletschers nicht. Es handelt sich dabei um einen Steilrand, der die äußere Jungmoränenlandschaft gegen die inneren Becken abgrenzt. An einigen Stellen sind ihm die Moränen einer Rückzugsrandlage aufgesetzt, so daß der Eindruck entstehen kann, daß es sich um einen mächtigen Moränenwall handelt.

Die Auffassung von J. Knauer, der in diesem nicht existierenden Moränenwall die überfahrene WI-Moräne erblickt, trifft daher nicht zu. Von dem WI-Vorstoß ist nur der Beckenrand erhalten,

der als landschaftsbildender Faktor deutlich in Erscheinung tritt. Durch den in der WII-Phase erneut vorstoßenden Gletscher wurde er zum Teil verschliffen, zum Teil aber auch versteilt oder in der Richtung des Eises ausgezogen. An einigen Stellen finden sich auch Ablagerungen, denen altwürmeiszeitliches Alter zukommt. Der Grund für die Aufarbeitung der WI-Moränen im Gebiet des östlichen Rheingletschers ist der, daß der WII-Gletscher weit über sie hinausfuhr, während in den benachbarten Gletschergebieten die WI-Moränen in die randliche Akkumulationszone des WII-Gletschers zu liegen kamen.

Im Moränengebiet des östlichen Rheingletschers läßt sich die Entstehung der glazialen Becken ausgezeichnet verfolgen, da hier drei Serien von radial hintereinander gestaffelten Beckenzonen einen vergleichenden Einblick ermöglichen.

Schlußbemerkung: Es ist zu betonen, daß die in dieser Arbeit aufgestellten Ergebnisse keine allgemeingültige Bedeutung beanspruchen. Es wird in jedem Glazialgebiet zu prüfen sein, ob gleiche oder abweichende Verhältnisse vorliegen. Ein Ergebnis macht allerdings eine Ausnahme, nämlich die Doppelgliederung der Würmeiszeit.

Denn die großen diluvialen Gletschervorstöße wurden nicht durch lokale Faktoren hervorgerufen, sondern hatten ganz allgemein klimatische Ursachen. Wenn auch die Gletscherausdehnung in den einzelnen süddeutschen Vereisungsgebieten verschieden sein kann, in dem einen Gletscherbereich die WII-Endmoränen, in einem anderen die WI-Endmoränen die Jungmoränenlandschaft umkränzen werden, so müssen doch überall die Wirkungen und Ablagerungen zweier großer würmeiszeitlicher Vorstöße vorhanden und sicher noch zu erkennen sein.

Schriftenverzeichnis

1. Bach, H.: Die Eiszeit. Beiträge zur Kenntnis der geologischen Verhältnisse von Oberschwaben. — Jh. Ver. vaterl. Naturk. 25, 1869.

2. Bayberger, F.: Einiges zur Entstehungs- und Entwicklungsgeschichte der Flüsse in Südbayern. — Z. f. Realschulwesen. 1912, H. 3 und 4.

3. Bräuhäuser, A.: Erl. zu Bl. Friedrichshafen/Oberteuringen. 2. Aufl. Stuttgart 1928.

4. Büdel, J.: Die Ablagerungen der älteren Würmeiszeit im süddeutschen und norddeutschen Vereisungsgebiet. — Dt. Lit.-Ztg. 1936, H. 17.

5. Eberl, B.: Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorland. Augsburg 1930.

6. Erb, L.: Zur Stratigraphie des mittleren und jüngeren Diluviums in Südwestdeutschland und dem schweizerischen Grenzgebiet. — Mitt. bad. geol. Landesanstalt. 11, H. 6.

7. Förderreuther, M.: Die Zungenbecken des Illergletschers und die Illerdurchbrüche bei Reicholzried und Kempten. — Mitt. geogr. Ges. München. 16, 1923.

8. Gams, H. und Nordhagen, R.: Postglaziale Klimaänderungen und Erdkrustenbewegungen in Mitteleuropa. — Mitt. geogr. Ges. München. 16, 1923.

9. Hennig, E.: Geologie von Württemberg. Berlin 1923.

10. Kernried, R. K. v.: Die Korrektion der Donau. Dillingen 1874.

11. Klebelsberg, R. v.: Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorland. — Z. f. Gletscherk. 18, 1930.

12. Knauer, J.: Die Ablagerungen der älteren Würmeiszeit (Vorrückungsphase) im süddeutschen und norddeutschen Vereisungsgebiet. — Abh. geol. Landesunt. am bayr. Oberbergamt. 21, 1935.

13. Derselbe: Widerlegung der Einwendungen K. Troll's gegen die Vorrückungsphase der Würmeiszeit. — Mitt. geogr. Ges. München. 30, 1937.

14. Koehne, W.: Alter und Entstehung der Gesteine der Lößgruppe in Oberbayern. — Z. dt. geol. Ges. 73, 1921.

15. Kraus, E.: Der Blutlehm auf der süddeutschen Niederterrasse. — Geogn. Jh. 34, 1921.

16. Kraus, E. und Mitarbeiter: Erl. zur geol. Ausgabe des Bl. 661, Kempten, der Karte d. Dt. Reiches 1:100000. München 1931.

17. Müller, J.: Die diluviale Übertiefung im Lech-Illergebiet. — Jb. preuß. geol. Landesanst. 38, 1918.

18. Münst, M. und Schmidt, M.: Erl. zu Bl. Tettnang. Stuttgart 1913.

19. Penck, A. und Brückner, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. 3 Bände. Leipzig 1909.

20. Probst, J.: Beiträge zur Topographie der Gletscherlandschaft in württ. Oberschwaben. — Jh. Ver. vaterl. Naturk. 30, 1874.

21. Schmidle, W.: Über äolische Bildungen während des Rückzuges der letzten Vergletscherung. — Schr. Ver. Gesch. Bodensees. 37, 1908.

22. Derselbe: Die diluviale Geologie der Bodenseegegend. — Die Rheinlande. H. 8, 1914.

23. Schmidt, M.: Rückzugsstadien der Würmvergletscherung im Argengebiet. — Schr. Ver. Gesch. Bodensees. 40, 1911.

24. Derselbe: Erl. zu Bl. Neukirch (mit Bräuhäuser, M.). Stuttgart 1913. Erl. zu Bl. Langenargen. Stuttgart 1913. Erl. zu Bl. Ravensburg. Stuttgart 1921.

25. Schnetzer, R.: Vorläufige Mitteilung über die geol. Bearbeitung der Reichsautobahn München—Ulm. — Schwabenland 1936/37.

26. Simon, L.: Der Rückzug des würmeiszeitlichen Allgäuvorlandgletschers. Mitt. geogr. Ges. München. 19, 1926. H. 2.

27. Steudel, A.: Die Heimat der oberschwäbischen Geschiebe. — Jh. Ver. vaterl. Naturk. 22, 1866.

28. Troll, K.: Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der deutschen Alpen. — Forsch. z. dt. Land- und Volkskunde. 24, 1926. H. 4.

29. Derselbe: Die Rückzugsstadien der Würmeiszeit im nördlichen Vorland der Alpen. — Mitt. geogr. Ges. München. 18, 1925.

30. Derselbe: Die sogenannte Vorrückungsphase der Würmeiszeit und der Eiszerfall bei ihrem Rückgang. — Mitt. geogr. Ges. München. 29, 1936.

31. Wagner, E.: Über die Ausbildung des Diluviums in der nordöstlichen Bodenseelandschaft. — Jh. Ver. vaterl. Naturk. 67, 1911.

32. Wagner, G.: Junge Krustenbewegungen im Landschaftsbilde Süddeutschlands. Öhringen 1929.

33. Weidenbach, F.: Erl. zu Bl. Waldsee. Stuttgart 1936.

34. Derselbe: Bildungsweise und Stratigraphie der diluviale Ablagerungen Oberschwabens. — N. Jb. f. Min. etc. Beil. Bd. 78. Abt. B. 1937.

35. Zenetti, P.: Der geol. Aufbau des bayr. Nordschwabens. Augsburg 1904.